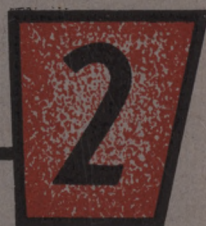


Литология **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

1968

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МОСКВА

№ 2, 1968 г.

МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Е. М. Емельянов. Минералогия песчано-алевритовых фракций современных осадков Средиземного моря	3
В. Н. Григорьев, Е. С. Гуткин, В. Н. Деметьев. Конкреции в бокситах Северного Урала и Средней Азии	22
Б. Ф. Горбачев, Ю. К. Крылов. К вопросу о происхождении бокситов Южного Тимана	33
А. С. Михайлов. Степень насыщения морской воды фосфатами по данным физико-химических расчетов	43
Р. А. Биджиев, Н. М. Королева, Н. А. Соловьева. Фосфориты волжского яруса на севере Приверхоянского прогиба	51
В. И. Чалышев. Фосфоритоносность пермских и триасовых отложений севера Предуралья	62
Т. Дюроквич. Кластические осадки флишевой зоны Карпат в Восточной Словакии	74
Н. В. Ренгартен, Н. П. Куприна. Некоторые особенности плейстоценового литогенеза центральной Камчатской депрессии	87
Ю. Б. Богданов, А. С. Воинов, А. П. Казак, В. З. Негруца. Глубокометаморфизованные конгломераты протерозоя Восточной Карелии	99
Н. А. Игнатченко. Влияние землетрясений на условия формирования пород	111
П. В. Зарицкий. Об интенсивности диагенетического перераспределения вещества	119

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. К. Беляев, Е. Н. Федоренко. Литолого-фациальные особенности венцовских слоев юго-восточного склона Воронежской антеклизы	131
Е. И. Тараканова. О микроэлементах в торфяниках Среднего Урала и Среднего Зауралья	136
Ю. И. Ляхин, В. В. Кондратьева. Состав карбонатного осадка, выделенного из океанской воды	140

МЕТОДИКА

Г. Ф. Рожков, З. М. Трофимова. Способ статистической обработки гранулометрических данных на ЭВМ	142
---	-----

ХРОНИКА

Г. А. Каледа, А. И. Осипова, В. С. Яблоков. Первый семинар по результатам глубокого бурения на Русской платформе (тема: «Литология и палеогеография палеозойских отложений»)	148
--	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 2, 1968
MARCH — APRIL

CONTENTS

E. M. Emelianov. Mineralogy of sandy-silt fractions in Recent sediments of the Mediterranean	3
V. N. Grigoriev, E. S. Gutkin, V. N. Dementiev. Concretions in bauxites of Northern Urals and Central Asia	22
B. F. Gorbachev, Yu. K. Krylov. To the origin of bauxites on Southern Timan	33
A. S. Mikhailov. Extent of sea water saturation by phosphates according to physico-chemical computation data	43
R. A. Bidzhiev, N. M. Koroleva, N. A. Solovieva. Volgian stage phosphorites in the north of Priverkhoyansk depression	51
V. I. Chalyshev. Phosphorite content of Permian and Triassic deposits in the north of Preduralsk foredeep	62
I. Durkovič. Clastic sediments in the flysch zone of the Carpathians and Eastern Slovakia	74
N. V. Rengarten, N. P. Kuprina. Some specific features in the Pleistocene lithogenesis of Central Kamchatka depression	87
Yu. B. Bogdanov, A. S. Voinov, A. P. Kazak, V. Z. Negruzta. Highly metamorphic Proterozoic conglomerates of Eastern Karelia	99
N. A. Ignatchenko. Effect of earthquakes on the formation of rocks	111
P. V. Zaritzky. On the intensity of a diagenetic matter redistribution	119

SHORT NOTES

V. K. Beliaev, E. N. Fedorenko. Lithologo-facies features of Ventzovo beds on the south-eastern flank of Voronezh anticline	131
E. I. Tarakanova. On microelements in the peat bogs of Middle Urals and Central Transural region	136
Yu. I. Liakhin, V. V. Kondratieva. Composition of a carbonate precipitate strained from ocean water	140

METHODS OF RESEARCH

G. F. Rozhkov, Z. M. Trofimova. Statistical treatment of granulometric data by an electronic computer	142
---	-----

CHRONICLE

G. A. Kaleda, A. I. Osipova, V. S. Yablokov. First seminar on the results of deep boring on the Russian platform (subject — «Lithology and paleogeography of Paleozoic deposits»)	148
---	-----

УДК 551.35(262)

МИНЕРАЛОГИЯ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ

В статье описывается распределение различных минералов песчано-алевритовых фракций осадков Средиземного моря.

Для фракции $>0,1$ мм выделено 17 терригенно-минералогических провинций, для фракции $0,1-0,05$ мм — 22 терригенно-минералогические провинции, характеризующиеся различным минеральным комплексом осадков. С удалением от областей питания содержание минералов песчаной и крупноалевритовой фракций уменьшается, а различия в минеральном комплексе отдельных провинций сглаживаются.

Осадки Средиземного моря представлены главным образом сильно-известковыми песками и оолитами (шельф Африки, мелководные участки северного Средиземноморья), известковыми и сильноизвестковыми птероподо-фораминиферовыми и хемогенно-органогенными известковыми пелитовыми (глинистыми) илами. Крупные алевриты и мелкоалевритовые илы более или менее широко развиты лишь в юго-восточной части моря. Терригенные ($\text{CaCO}_3 < 10\%$) и типичные вулканогенные осадки имеют строго локальное распространение и отмечаются либо около устьев рек и у самого побережья геосинклинальной зоны бассейна, либо в непосредственной близости от вулканов.

Задача настоящего сообщения — показать распределение на дне моря терригенного и вулканогенного материала.

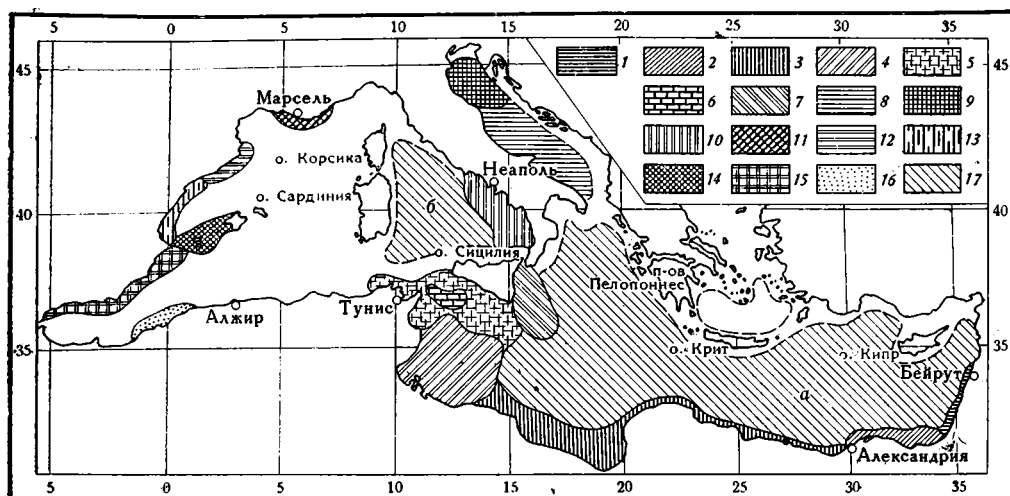
Основу работы составляет изучение собственных сборов средиземноморских осадков, учтены также и некоторые литературные данные (весьма немногие). В частности: 1) изучено в иммерсионных препаратах (фракция $0,1-0,05$ мм) 220 проб; 2) шлиховым методом (фракция $0,25-0,1$ мм) 20 проб. При анализе подсчитывалось обычно 400 зерен, причем учитывались как непрозрачные рудные и нерудные минералы, так и все органогенные остатки.

Кроме автора, в изучении минерального состава некоторых фракций принимал участие К. М. Шимкус.

1. МИНЕРАЛОГИЯ ПЕСЧАНЫХ ($1,0-0,1$ мм) ФРАКЦИЙ

Песчаные фракции на подавляющем большинстве станций представлены исключительно органогенными и хемогенными (оолиты, известковые стяжения) карбонатами, распределение которых рассмотрено нами ранее (Емельянов, 1965).

Терригенные и вулканогенные минералы в больших количествах (до 95% всего песчаного материала) установлены лишь в местах залегания терригенных и слабоизвестковых песков. Это — северная мелководная часть Адриатики (средне- и мелкопесчаный терригенный материал), район авандельты Нила, участок южнее Мессинского пролива (глубина



Фиг. 1. Схема минералогических провинций терригенных минералов мелкопесчаной (0,25—0,1 мм) фракции донных осадков (слой 0—5 см)

Минералогические провинции: 1 — Израильская; 2 — Принипльская; 3 — Ливийская; 4 — провинция залива Габес; 5 — Тунисско-Сицилийская; 6 — Панфеллерийская; 7 — Восточно-Сицилийская; 8 — Южно-Адриатическая; 9 — Северо-Адриатическая; 10 — Восточно-Тирренская; 11 — Прованская; 12 — Барселонская; 13 — Валенсийская; 14 — Балеарская; 15 — Южно-Испанская; 16 — Алжирская; 17 — Центральная (а — Левантийско-Ионическая; б — Тирренская)

1830 м), некоторые участки глубоководных каньонов (Алжиро-Прованский бассейн) и прибрежные участки северной зоны водоема.

Среди легких терригенных минералов, как правило, преобладают кварц и плагиоклазы. В районе южнее Мессинского пролива встречены также различные слюды (6% от мелкопесчаной фракции), хлорит, вулканическое стекло и обломки слюдистых сланцев. В юго-восточной части Тирренского моря часто встречаются непрозрачные пепловые частицы.

Комплекс тяжелых (уд. вес > 2,9) минералов, составляющих всего 0,16—0,01% мелкопесчаной фракции, представлен кроме перечисленных в таблице минеральных видов также магнетитом, ильменитом, лимонитом, гематитом, пиритом, апатитом, иногда антофиллитом, оливином, хлоритом, глаукофаном, рибекитом, анатазом, меланитом. Моноклинные пироксены в песчаных фракциях глубоководных осадков наиболее широко распространены в Тирренском море (до 7%), роговые обманки — у р. Нил (до 0,7%). В остальных районах, особенно в глубоководных областях, они представлены только в виде единичных зерен.

В Средиземном море по характерным минеральным комплексам для фракции 0,25—0,1 мм нами выделено 17 провинций терригенно-вулканогенных минералов (см. таблицу и фиг. 1). Они охватывают далеко не все море, так как либо минералогия песчаных фракций в некоторых областях осталась неизученной, либо терригенные минералы обнаружены в единичных зернах или совершенно не встречены (абиссальные области Алжиро-Прованского бассейна), а это не позволяет выделить провинции даже в первом приближении.

Терригенные и вулканогенные минералы песчаной размерности концентрируются на небольших глубинах (до 50—100 м) и в глубоководные части бассейна заносятся редко. Это почти не позволяет четко проследить путь терригенного и вулканогенного материала от источников питания в центральные части моря. Песчаная фракция как бы маркирует своим комплексом и ареалами рассеяния места поступления сравнительно грубозернистого вулканогенного и терригенного материала с суши и дальность его разноса.

Состав минералогических провинций прибрежных рыхлых отложений, речного аллювия и песчаных фракций осадков Средиземного моря (см. фиг. 1)

Номера провинций	Минералы, % от тяжелой подфракции без учета непрозрачных минералов																	Авторы
	пироксен моноклиный	гиперстен или пироксен ромбический	роговая об- манка зеленая	роговая об- манка базаль- тическая	эпидот	гранат	цитрит	турмалин	циркон	сфен	ставролит	рутил	андалузит	дистен	соссюрит	шпинель	непрозрачные минералы, % от тяжелой подфракции	
Мелководные участки Средиземного моря																		
1	9—11	—	65	—	13	1—2	—	2—4	2—3	—	1—2	1—2	—	+	—	—	—	Emery, Neev (1960)
2	24—46	+	26—42	—	7—23	3—8	+	++	2—6	—	+	8	—	+	—	—	++	Hilmy (1950); Shukri (1951)
3	2—25	—	21—40	—	16—24	2—3	—	2—34	3—39	—	1—3	3	—	—	—	—	—	Shukri, Philipp (1956); Hilmy (1950)
4	4	6	—	—	—	2	—	1	60	—	—	2	3	—	11	10	50	Berthois, (1939)
5	24	—	2—25	—	—	—	—	8	25—27	2	16	2	—	—	18—19	2—31	24—58	Blanc (1957)
6	74	3	2	—	—	—	—	3	13	—	—	—	—	—	6	—	38	Blanc (1957)
7	+	—	+	—	+	+	++	+	+	—	+	+	+	—	—	—	+	E. M. Емельянов
8	++	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	» » »
9	+	—	+	—	—	++	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	» » »
10	++	—	+	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	» » »
11	4	—	3	Редок	—	5	—	2	21	4	2	—	3	1	18	30	48	Berthois (1939)
12	++	—	++	—	++	++	—	++	—	++	++	—	++	++	—	—	—	D. Razavet (1956)
13	7	—	+	5	5	3	7	32	3	1	4	1	23	1	—	—	42	Allareda, Mateos, Alixandre (1960)
14	—	—	1	12	2	4	—	9	14	2	—	2	—	—	7	16	64	Berthois (1939)
15	3	7	3	Редок	24	—	—	8	20	1	5	1	5	1	17	4	47	Berthois (1939)
16	67	14	2	1	1	1	—	1	6	1	3	1	—	—	—	—	25	F. M. Емельянов
Глубоководная область Средиземного моря																		
17	+	—	+	—	+	+	+	+	+	+	—	+	—	—	—	—	+	E. M. Емельянов

Примечание: + минерал присутствует; ++ минерал присутствует в большом количестве.

При анализе крупноалевритовой и более мелких фракций мы можем проследить разнос более измельченного и богатого минеральными видами осадочного материала дальше, в глубоководные части моря, где маркирующие возможности песков как бы исчерпываются.

II. МИНЕРАЛОГИЯ КРУПНОАЛЕВРИТОВОЙ (0,1—0,05 мм) ФРАКЦИИ

Крупноалевритовая фракция современных осадков Средиземного моря наиболее богата минеральными видами. Нами выделено 88 видов аллотигенных и аутигенных минералов, самыми распространенными из которых являются рудные минералы, минералы группы эпидота, обыкновенная роговая обманка, моноклинные пироксены, различные слюды, устойчивые к выветриванию, а также органогенные минералы, кальцит, доломит, Fe-карбонаты и т. д.

Распределение тяжелой (уд. в. >2,9) подфракции. Тяжелая подфракция распространена довольно неравномерно (фиг. 2) и ее содержание колеблется от нескольких зерен до 27,3%. Тяжелыми минералами сравнительно обогащены прибрежные участки геосинклинальной зоны водоема, приустьевые районы моря или районы с активным поступлением вулканогенного материала. Глубоководные (более тонкие) осадки, а также сильноизвестковые отложения Африки (платформенная часть побережья, лишенная речного стока) этими минералами обеднены вплоть до полного их исчезновения.

1. Терригенный материал

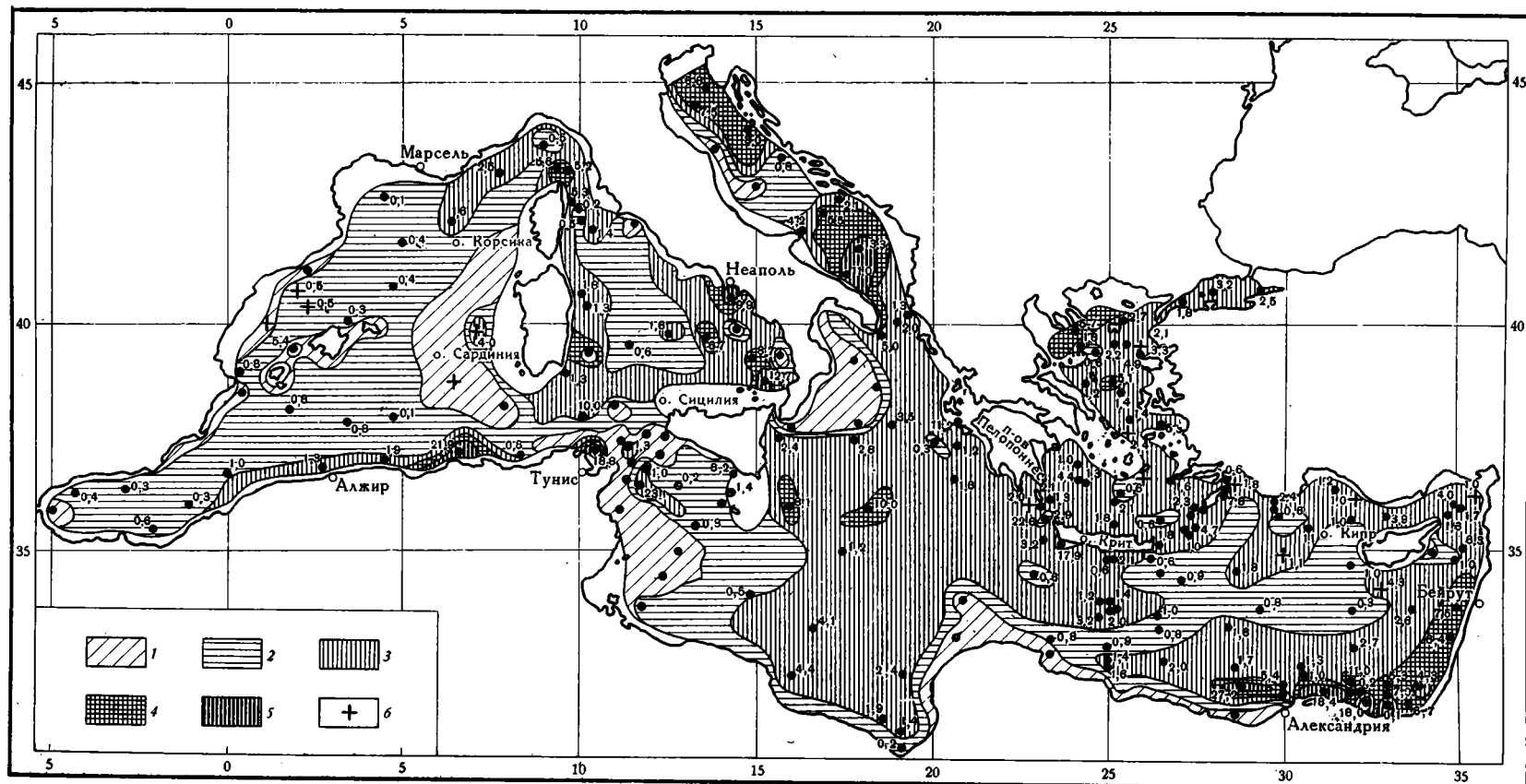
Рудные минералы нами разделены на две подгруппы: а) подгруппа магнетита — ильменита (в отраженном свете черные и серые); б) подгруппа лимонита — гематита (в отраженном свете красные и желто-красные).

Минералы первой подгруппы составляют в среднем 18,6% тяжелой подфракции и по содержанию уступают лишь подгруппе лимонита — гематита, а по частоте встречаемости стоят на первом месте. Они распространены по всей площади моря, изменяясь от станции к станции лишь по содержанию. Рудные черные минералы не обнаружены в районах, непосредственно примыкающих к вулканам Везувия и Стромболи. Эти вулканы, в отличие от Санторина, рудных минералов не поставляют. Высокие содержания данных минералов установлены в прибрежных участках моря, низкие — в центральных.

Рудные минералы представлены главным образом ильменитом, магнетитом и лейкоксенитом. Ильменит и магнетит наиболее распространены в кристаллических и особенно в осадочных породах, а эти породы занимают большую площадь на водосборе бассейна.

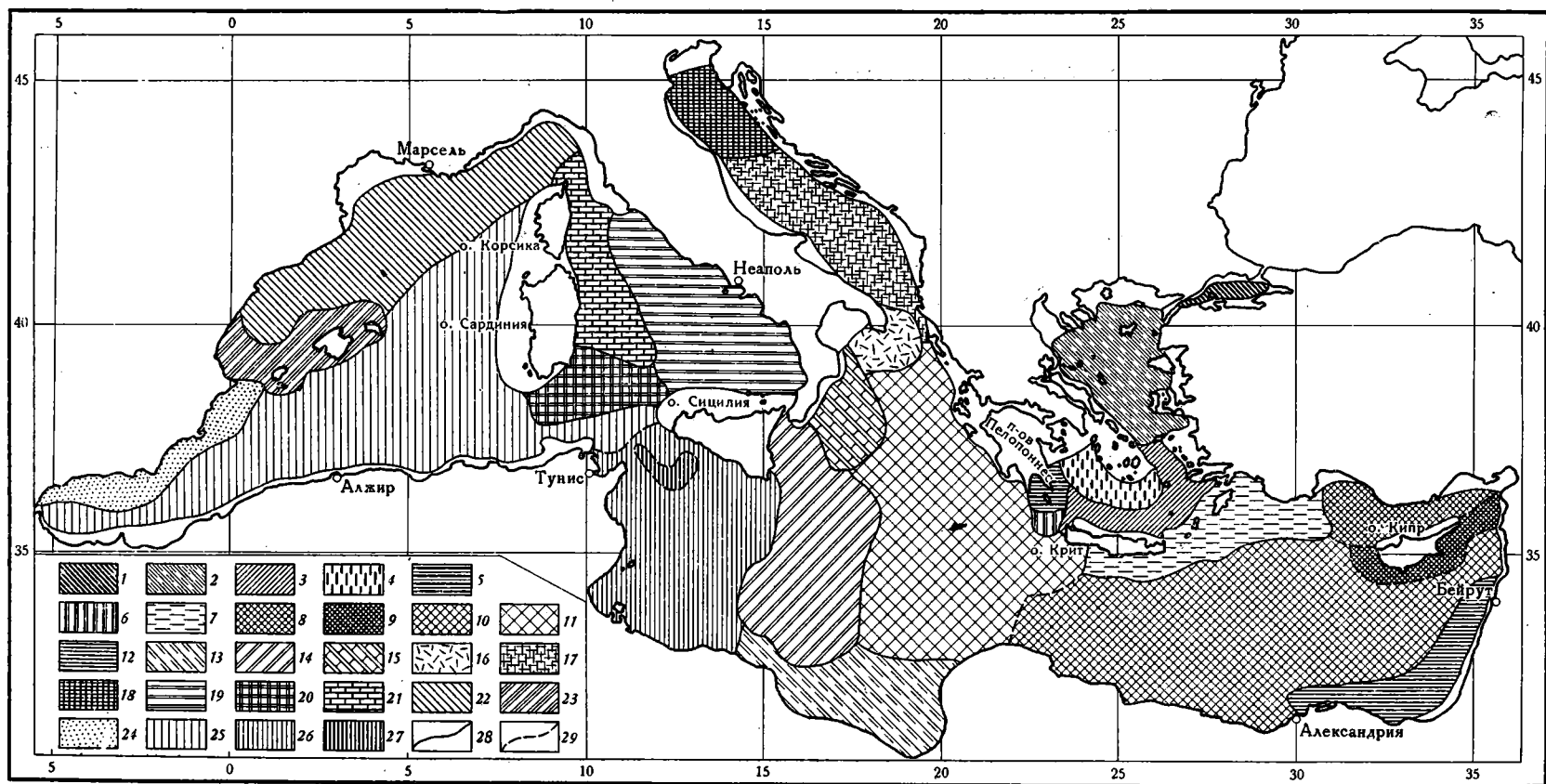
Широкая распространенность ильменита, магнетита и других рудных минералов в осадках Средиземного моря и их сравнительно равномерное распределение по площади дна обесценивает роль этих минералов в установлении источников и путей сноса терригенного материала в море.

Минералы подгруппы лимонита — гематита в Средиземном море широко распространены и составляют в среднем 20,5%, т. е. по содержанию они стоят на первом месте. Они не встречены лишь на некоторых станциях в Мраморном и Адриатическом морях и в районе Неаполя. Очень высокие содержания минералов этой подгруппы обнаружены на Африкано-Сицилийском пороге и в Алжиро-Прованском бассейне (фиг. 3, подпровинции 25 и 26), сравнительно низкие в Мраморном, Эгейском, Адриатическом и Тирренском морях (т. е. в геосинкли-



Фиг. 2. Распределение тяжелой крупноалевритовой (0,1—0,5 мм) подфракции в верхнем слое (0—5 см) осадков, %.

1—0—0,1; 2—0,1—1,0; 3—1,0—5,0; 4—5,0—10,0; 5—>10,0; 6—станции, на которых обнаружено меньше 100 зерен



Фиг. 3. Схема минералогических провинций крупноалевритовой фракции верхнего слоя осадков Средиземного моря

Терригенно-минералогические провинции: 1 — Мраморного моря; 2 — Северо-Эгейская; 3 — Критского моря; 4 — Санторинская; 5 — Южно-Пелопоннесская; 6 — Китирская; 7 — Родосская; 8 — Таврской; 9 — Кипрской; 10 — Левантской; 11 — Ионической; 12 — Принильская; 13 — Сидрская; 14 — Восточно-Сицилийская; 15 — Калабрийская; 16 — Апулейская; 17 — Южно-Адриатическая; 18 — Северо-Адриатическая; 19 — Восточно-Тирренская; 20 — Южно-Сардинская; 21 — Корсиканская; 22 — Прованская; 23 — Валенсийско-Балеарская; 24 — Южно-Испанская; 25 — Северо-Африканская с подпровинциями; 26 — Тунисско-Сицилийской; 27 — Пантеллерийской; 28 — границы провинций; 29 — границы подпровинций

нальной зоне бассейна с активным поступлением терригенного и вулканогенного материала).

Лимонит, гематит, гётит, в отличие от минералов подгруппы магнетита — ильменита, являются глубокоководными минералами: их средние содержания в глубокоководных частях моря значительно выше, чем в мелководных (прибрежных). Эта особенность в распределении минералов свидетельствует, что они не так сильно связаны с питающими провинциями, как другие терригенные минералы. Это может служить подтверждением того, что лимонит, гематит и гётит редко формируются в виде кластических зерен: они чаще всего являются аутигенными.

В связи с изложенным выше, лимонит и гематит не могут быть достоверными индикаторами источников питания и путей поступления терригенного осадочного материала. Их концентрация часто не зависит от глубины, расстояния от берега и петрографического состава пород водосбора.

Амфиболы. По среднему содержанию амфиболы занимают третье место после рудных минералов и эпидота, по частоте встречаемости они стоят на одном из первых мест.

Среди амфиболов резко преобладает обыкновенная роговая обманка (фиг. 4). Этот минерал, несмотря на широкое распространение, может служить некоторым индикатором источников питания. Основными очагами его являются водосборы Мраморного и северной части Эгейского морей, острова Крит, Родос и Сардиния, реки Израиля, Нил, По, пустыни Африки.

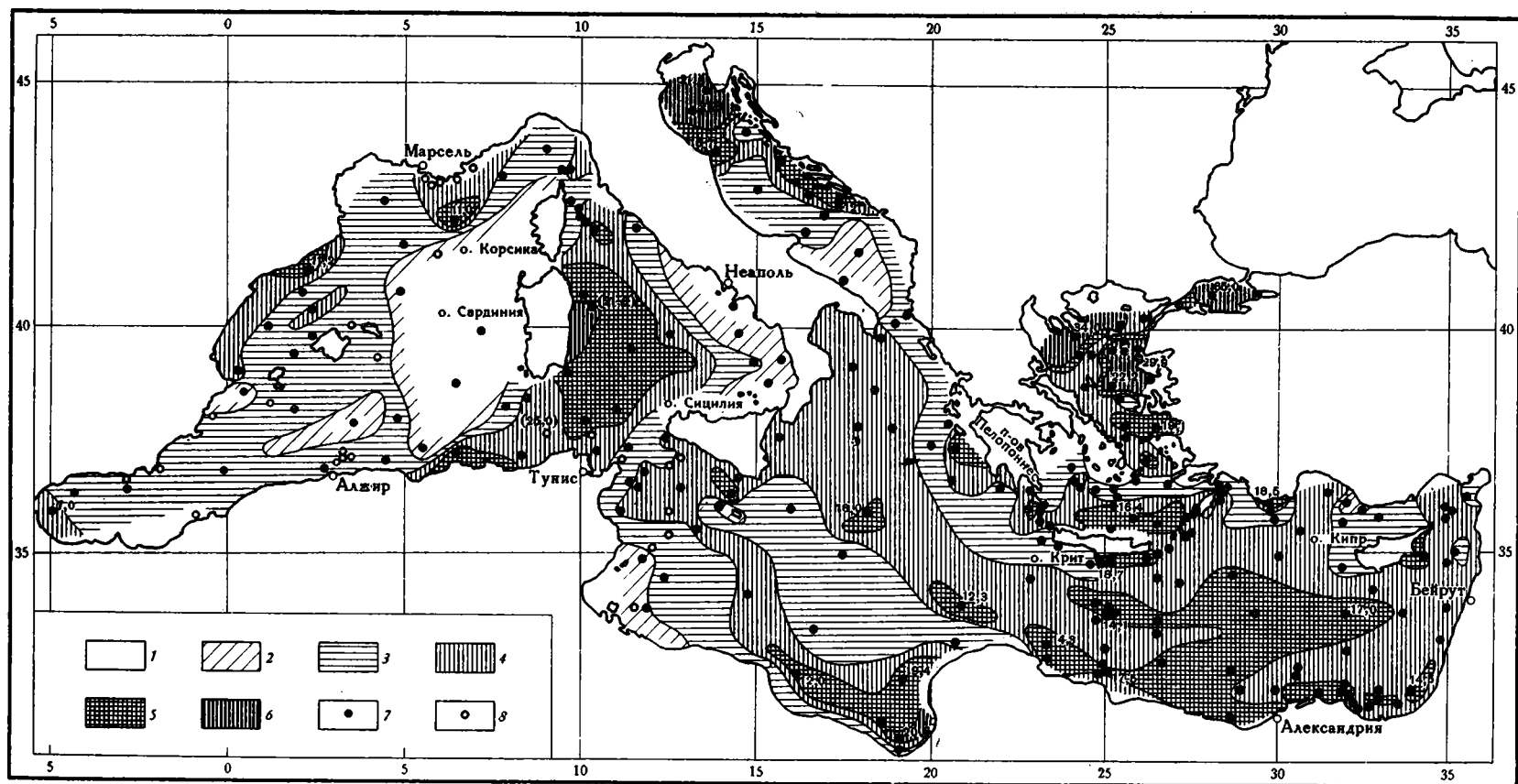
В значительных концентрациях ($>20\%$) обманка отмечена лишь в непосредственной близости от источников питания, а это уже позволяет использовать данный минерал как указатель источников сноса.

В Средиземном море обнаружено два очага концентрации базальтической роговой обманки: северная часть Эгейского моря и Валенсийский залив — Балеарские острова (до $25,5\%$, см. фиг. 3, провинции 2 и 23). Этот минерал отлагается в непосредственной близости от питающих провинций. Вдали от них он исчезает в результате разрушения зерен или разбавления осадка другими минералами.

Волокнистые амфиболы (тремолит, актинолит, антофиллит, куммингтонит и др.), хотя и распространены довольно широко, но в больших концентрациях отмечены лишь в нескольких местах: в районах о. Корсика (до $22,6\%$, см. фиг. 3, центральная провинция), где известны блестящие сланцы и другие метаморфические породы, в области островной дуги Крит — Родос (провинция 7), в северной части Адриатического моря (провинция 18) и южнее Испании (провинция 24). Волокнистые амфиболы концентрируются также недалеко от питающих провинций, и в открытых частях водоема встречаются в единичных зернах. Перечисленные минералы являются хорошими индикаторами источников сноса и путей поступления осадочного материала.

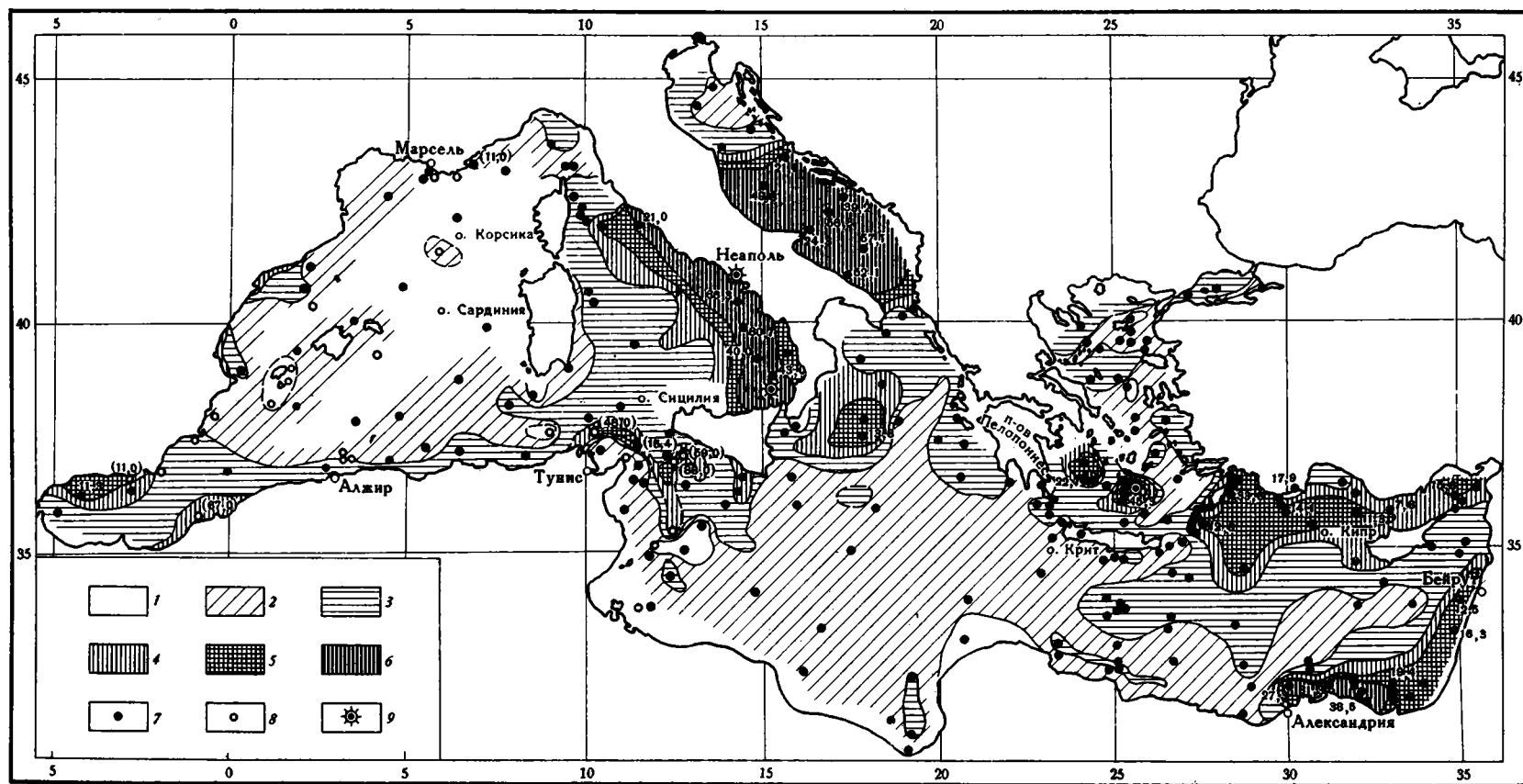
Щелочные амфиболы (глаукофан, рибекит, арфведсонит) в большом количестве обнаружены лишь в двух местах: восточнее Корсики — Сардинии (до $12,7\%$ провинция 21) и в проливе Китира (до $18,5\%$, провинция 5). В других областях они довольно редки. Щелочные амфиболы, видимо, при транспортировке быстро разрушаются и концентрируются на еще более близких расстояниях от питающих провинций, чем волокнистые амфиболы или базальтическая роговая обманка. Поэтому нахождение в значительных концентрациях минералов этой группы может свидетельствовать о непосредственной близости источников сноса (кристаллических сланцев или магматических пород).

Всего нами установлено 10 наиболее обогащенных амфиболами (в различных ассоциациях) участков Средиземного моря, которые на фиг. 3 объединены в провинции 1, 2, 5, 7, 13, 14, 18, 21, 23, 24 и частично 12 и 10.



Фиг. 4. Распределение обыкновенной роговой обманки в тяжелой крупноалевритовой подфракции верхнего слоя осадков, %

1— не обнаружено; 2—<1; 3— от 1 до 5; 4— от 5 до 10; 5— от 10 до 20; 6—>20; 7—местоположение изученных станций (цифры у точек — максимальное содержание роговой обманки, %); 8—местоположение станций (Berthois, 1939)



Фиг. 5. Распределение моноклинных пироксенов в тяжелой крупнозлаевритовой подфракции верхнего слоя осадков, %

1 — не обнаружено; 2 — <1; 3 — 1—5; 4 — 5—10; 5 — 10—20; 6 — >20; 7 — местоположение изученных станций; 8 — местоположение станций (Berthois, 1939); 9 — вулканы (цифры у точек — максимальное содержание моноклинных пироксенов, %)

Моноклинные пироксены¹ (авгит — диопсид, геденбергит, пижонит, редко эгирин) в значительных количествах (до 40—88%) концентрируются главным образом в девяти районах (фиг. 5) и у г. Оран (Алжир).

Некоторые из этих районов совпадают с участками максимальной концентрации тяжелой подфракции.

Основными источниками моноклинных пироксенов являются современные вулканы (Везувий, Стромболи, Санторин и в меньшей степени Этна) и вулканогенные породы. В областях современного вулканизма пироксены обычно чистые, свежие, а у Нила и на некоторых других участках — грязные и выветрелые. Далеко в море пироксены заносятся редко и в небольших количествах, в результате чего в глубоководных частях моря они либо совсем отсутствуют, либо их содержание не превышает 1—2%. Это позволяет использовать их при палеогеографических реконструкциях.

Области значительных концентраций моноклинных пироксенов не совпадают с областями накопления амфиболов, а это ставит под сомнение утверждение В. П. Батурина (1947), что они (в основном обыкновенная роговая обманка и моноклинные пироксены) сопряжены друг с другом.

Ромбические пироксены представлены энстатитом и гиперстеном. Первый в единичных зернах встречается по всей акватории моря, типичный гиперстен — в районе о. Санторин (до 15%) и у о. Касос (до 4,5%, см. фиг. 3, провинции 4 и 7).

Главным источником гиперстена являются вулканогенные породы о. Санторин (и, видимо, о. Касос). Следовательно, вулканогенная область о. Санторин отличается от вулканогенной области Тирренского моря не только содержанием рудных минералов (особенно титаномагнетита), но и наличием здесь гиперстена.

Ромбические пироксены не сопровождают моноклинные: в областях максимальной концентрации авгита — диопсида они обычно отсутствуют. Особенно это касается гиперстена, отлагающегося в непосредственной близости от питающих провинций. Значительные скопления этого минерала указывают на близость источника сноса. Энстатит приурочен к участкам моря, прилегающим к северным горным областям восточного Средиземноморья, и почти полностью отсутствует в приплатформенной части моря.

Минералы группы эпидота (эпидот, клиноцоизит и цоизит) в Средиземном море по частоте встречаемости и среднему содержанию (12,4%) уступают лишь рудным минералам. Распределение их по площади моря напоминает распределение рудных минералов. Можно выделить 15 участков с содержанием минералов группы эпидота более 20%. Из них наиболее значительными являются участки Мраморного моря, северная и Припелопоннесская части Эгейского моря, район южного побережья о. Сардиния и Корсиканский пролив. Они не обнаружены совсем в районе Неаполитанского залива и на станции 812 (Адриатическое море).

Области скопления минералов группы эпидота совпадают с повышенными концентрациями обыкновенной роговой обманки. Эпидот и роговая обманка как бы сопровождают друг друга, чего нельзя сказать о пироксенах, в областях концентрации которых обнаружено минимальное содержание эпидота. Сходство в распределении роговой обманки и эпидота обусловлено, видимо, их ассоциацией в изверженных и метаморфических породах.

¹ Ввиду того, что терригенные моноклинные и ромбические пироксены не всегда удается отличить от вулканогенных, их распространение описывается вместе, в группе терригенных минералов.

Благодаря устойчивости к выветриванию эпидот широко распространен в почвах и в больших количествах заносится в море, равномерно распределяясь по всей акватории моря. Это затрудняет использование его для характеристики источников сноса.

Слюды представлены желтым и коричневым биотитами, бесцветной (мусковитом) и зеленой слюдой и очень редко хлоритом и хлоритомидом. Распределение их не совпадает с распределением пироксенов и рудных минералов, но часто они сопровождают волокнистые и щелочные амфиболы, а иногда — роговую обманку.

Максимальное скопление слюд в Средиземном море отмечается в непосредственной близости от источников питания — областей наибольшего развития кислых и изверженных пород (гнейсов, гранитов). По мере удаления от них содержание слюд быстро убывает и в зоне основания материкового склона сокращается до минимума, а в глубоководных частях водоема оно опять немного повышается. Это связано, видимо, с гидродинамическими условиями бассейна: в области материкового склона скорость течения сильнее и легкие частицы не оседают. Слюда осаждается лишь в областях с менее активным гидродинамическим режимом (центральные области водоема). Таким образом, в отличие от других терригенных минералов, слюды тяготеют к глубоководным областям Средиземного моря.

Группы устойчивых минералов. К этой группе кроме циркона, рутила, турмалина и граната мы отнесли также анатаз, брукит, сфен и монацит, так как, по нашим данным, они являются довольно стойкими и часто встречаются в парагенезисе с другими устойчивыми минералами.

Гранат в значительных концентрациях ($>10\%$) наблюдается в пяти районах: у о. Родос (см. фиг. 3, провинция 7), южнее Апулии (провинция 15), западнее Калабрии (прибрежная часть провинции 19), в северной части Адриатического моря (провинция 18) и у южного побережья Испании (провинция 24). В остальных областях гранаты составляют обычно меньше 1—5% или не обнаружены совсем. Схема размещения граната напоминает схему распределения моноклиновых пироксенов.

В северную Адриатику гранат поступает с выносами (?) р. По. В остальных случаях максимальные скопления граната приурочены к северным областям бассейна, где выходят докембрийские или более молодые метаморфические породы (Каталония, Калабрия, Ликия, Родос, Апулия). Районы наибольших концентраций граната, волокнистых и щелочных амфиболов и слюд (также характерных минералов метаморфических пород) не совпадают, что свидетельствует о разных питающих провинциях. Не ассоциирует гранат и с другими наиболее широко распространенными в осадках Средиземного моря минералами.

Циркон — один из самых распространенных в Средиземном море минералов. Он составляет 2,3% тяжелой подфракции, а на отдельных станциях до 15—18%. Максимальные концентрации его тяготеют к платформенной части бассейна, где на побережье залегают молодые, много раз переотложенные осадочные породы, в которых малоустойчивые минералы уже успели разрушиться и исчезнуть. Циркон составляет значительную часть тяжелой подфракции прибрежных осадков (см. таблицу) и почв, в открытые части заносится в небольшом количестве и то исключительно в крупноалевритовой (редко в мелкоалевритовой) фракции, т. е. далеко от питающих провинций заносятся самые мелкие зерна циркона.

Турмалин по частоте встречаемости стоит на одном из первых мест, но в среднем составляет менее 1% тяжелой подфракции. Он широко распространен в прибрежных осадках, в пляжевых песках и почвах (см. таблицу). В составе песчаного материала в заметных количествах

в открытые части моря он не поступает. В более мелкой фракции, наоборот, он хотя и в единичных зернах, но присутствует почти повсеместно, т. е. мелкие зерна турмалина морскими течениями заносятся даже в центральные части моря.

Монацит в современных осадках встречается довольно редко и в основном в единичных зернах, рассеянных по всему морю. Значительные его скопления (до 1%) отмечаются лишь на мелководье у Александрии (Nahla, 1958) и в области Африкано-Сицилийского порога, т. е. он тяготеет к приплатформенным мелководным участкам моря.

Рутил, анатаз, брукит и сфен также присутствуют повсеместно, но в небольших количествах. Лишь в Алжиро-Прованском бассейне (в глубоководных и мелководных областях) их содержание повышается до 10—15%. Эти минералы тяготеют к приплатформенным и глубоководным областям бассейна, куда они могут заноситься ветрами и морскими течениями.

Группа устойчивых минералов довольно характерна для осадков Средиземного моря. В среднем она составляет от 2 до 10% тяжелой подфракции и наиболее распространена в южных (как мелководных, так, что очень важно, и в глубоководных) частях моря (Центральной провинции и подпр. 25).

Таким образом, эти огромные провинции, охватывающие большую часть моря, характеризуются сравнительно высокими концентрациями и повсеместной встречаемостью устойчивых минералов, ильменита, магнетита, лейкоксена, лимонита, гематита, обыкновенной роговой обманки, эпидота и некоторых других минералов, поступающих со всех сторон суши за счет разрушения, главным образом, осадочных пород.

В северные (геосинклинальные) области бассейна устойчивые минералы поступают в меньших количествах. Кроме того, их концентрация сильно разбавляется накоплением здесь менее стойких минералов.

Группа метаморфических (стресс) минералов. Группа характерных для метаморфических пород минералов представлена силлиманитом, андалузитом и в меньшей степени ставролитом и дистеном. Первые два минерала обычно приурочены к северным областям восточного Средиземноморья (от Сирии до Сардинии) и, как исключение, и к области, расположенной северо-западнее Египта. Свежие остроугольные и окатанные обломки ставролита встречены лишь на отдельных станциях. Дистен чаще наблюдается в осадках района о. Кипр (до 1,6—2,9%; см. фиг. 3 подпровинция 9).

По распределению стресс-минералов не удастся четко проследить пути поступления в море осадочного материала и установить истинные источники сноса. Стресс-минералы не ассоциируют со слюдами, волокнистыми и щелочными афиболами и гранатами, что указывает на иные источники сноса этой группы минералов.

Апатит и группа редких минералов. В эту группу кроме апатита нами включены редко и в небольших количествах встречающиеся минералы: оливин, даллит, корунд, топаз, волластонит, целестин (?), барит (?), хлорит и хлоритоид.

Апатит довольно часто, но в небольших количествах распространен в осадках почти всего моря. Особенно часто он наблюдается в Адриатическом и Мраморном морях и в Принильском районе. Он тяготеет к геосинклинальным областям бассейна, особенно к провинции 13, где в среднем составляет 1,4%.

Все остальные минералы этой группы довольно редки и распределены беспорядочно.

Хлорит и хлоритоид, обнаруженные в единичных зернах, тяготеют к северным частям бассейна и обычно сопровождают слюды и амфиболы.

Карбонаты. Карбонаты в тяжелой фракции осадков Средиземного моря представлены преимущественно доломитом, Fe—карбонатами и сидеритом, в сумме составляющими 3,8% тяжелой подфракции (Емельянов, 1965).

Обломки пород и неопределимые зерна² распространены в тяжелой подфракции довольно широко и по 72 станциям, на которых они были встречены, в среднем составляют до 16,7%.

Области максимальной концентрации обломков пород приурочены к прибрежным областям суши с молодой складчатостью или к вулканическим областям бассейна. В приплатформенных участках моря они почти отсутствуют, а в море поставляются либо вулканами (тяжелые пепловые частицы), либо за счет разрушения молодых осадочных (?) или метаморфических и вулканогенных пород. Таким образом, наличие значительных их концентраций — явление, характерное для геосинклинальных областей моря.

Распределение минералов легкой подфракции. Кварц в Средиземном море, как и в Охотском (Петелин, 1957), обнаружен в небольших количествах. Он, хотя и встречается на всех изученных станциях, но в среднем составляет около 10% подфракции. Широко представлен он лишь в районах авандельт крупных рек, в некоторых прибрежных участках, а в несколько повышенной степени — в приплатформенной области моря (залив Б. Сидра и др.). Следовательно, кварц в Средиземном море — минерал больше платформенный, чем геосинклинальный. В северных частях моря он вытесняется кислыми плагиоклазами.

Плагиоклазы представлены почти исключительно кислыми разностями (альбит-олигоклаз), редко средними или основными (андезин, лабрадор).

В Средиземном море можно выделить следующие участки, обогащенные кварцем и плагиоклазами: Мраморное море, район авандельты Нила, центральную область моря (от залива Б. Сидра до Сицилии — Калабрии — Пелопоннеса) и северную Адриатику (т. е. провинция 1, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18). Повышенные содержания кварца и плагиоклазов формируются либо за счет слабого накопления карбонатов, либо за счет их приноса реками (Нил, По и др.), либо золотым путем (залив Б. Сидра). В Адриатическом море содержание кварца и плагиоклазов постепенно убывает с севера (42%) на юг (4%), т. е. с удалением р. По и с увеличением глубины моря.

Калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микролин, редко санидин) в осадках Средиземного моря составляют незначительную долю осадков. Они обычно тяготеют к северным (геосинклинальным) областям водоема, но заметных концентраций в осадках этих областей не образуют.

Слюды. Основную массу слюд составляют желтая и коричневая их разновидности, особенно широко распространенные в осадках Левантйского и Ионического морей. В районе о. Родос (провинция 7) их содержание доходит до 45% легкой подфракции.

Зеленая слюда тяготеет к тем же областям, но содержится в значительно меньших количествах.

Мусковит в легкой подфракции довольно редок и его средние содержания не превышают 1%. Лишь южнее Мессинского пролива (провинция 14) он составляет 1—8,2%.

В Средиземном море в довольно больших количествах (особенно в северных областях) обнаружены слюдистые минералы. Это, скорее всего, продукты разложения слюд, полевых шпатов или, частично, гидрослюды. В скрепленных николях они погасают мозаично, их преломление колеблется от 1,55 до 1,68.

² Часть из них является вулканогенными пепловыми частицами, но ввиду того, что различить их не всегда удается, они описываются вместе с терригенным материалом.

Слюды, как в легкой, так и в тяжелой подфракциях, тяготеют к северным, геосинклинальным областям моря, но в их распределении имеются различия: в районах высоких концентраций тяжелых слюд легкие слюды повышенных содержаний не образуют, и наоборот. Это указывает на то, что и источники их были разными. Так, в районе о. Родос (провинция 7) резко преобладают желто-коричневые и зеленые разновидности легких слюд, в области Сицилия — залив Б. Сидр (провинция 14) — тяжелые мусковит и желто-коричневый биотит, в южной части моря Леванта (подпровинция 10) — тяжелые желто-коричневые слюды (занесены в эту область, скорее всего, глубинными течениями со стороны Сицилии, и, возможно, со стороны Киренаики и Крита), в Прикорсиканском районе (провинция 21) — тяжелые (мусковит, желто-коричневые и зеленые) слюды.

Хлорит в легкой подфракции встречается значительно чаще, в заметно больших количествах и на значительно большем расстоянии от берега, чем в тяжелой подфракции. Этот минерал, как и слюды, тяготеет к северным областям, причем, подобно зеленой слюде, к прибрежным его участкам.

Лейцит, халцедон и кордиерит (?) довольно редки в осадках Средиземного моря. Лейцит более или менее часто встречается лишь у Апеннинского полуострова (Тирренское и Адриатическое моря).

Обломки пород и неопределимые зерна. Обломки пород (непрозрачные, в отраженном свете — серые) в легкой подфракции встречаются редко, но в больших количествах и на небольших расстояниях от берега. Это, главным образом, материковый склон Алжиро-Прованского бассейна и Адриатическое море. В абиссальных частях моря обломки почти полностью отсутствуют.

Неопределимые зерна (слабо прозрачные, выветрелые и сильно измененные зерна разных минералов) также тяготеют к гористым областям бассейна и располагаются узкими полосами вдоль материкового склона Алжира, Туниса, Тирренского побережья Италии, Турции — Родоса и Египта.

Неопределимые зерна, по-видимому, неустойчивы, в результате чего отлагаются в прибрежных частях моря и редко встречаются в глубоководных областях.

Области концентрации легких и тяжелых разностей обломков чаще всего не совпадают, что указывает на разные источники их формирования.

В приплатформенной части бассейна Средиземного моря легкие и тяжелые обломки пород, а также неопределимые зерна почти отсутствуют.

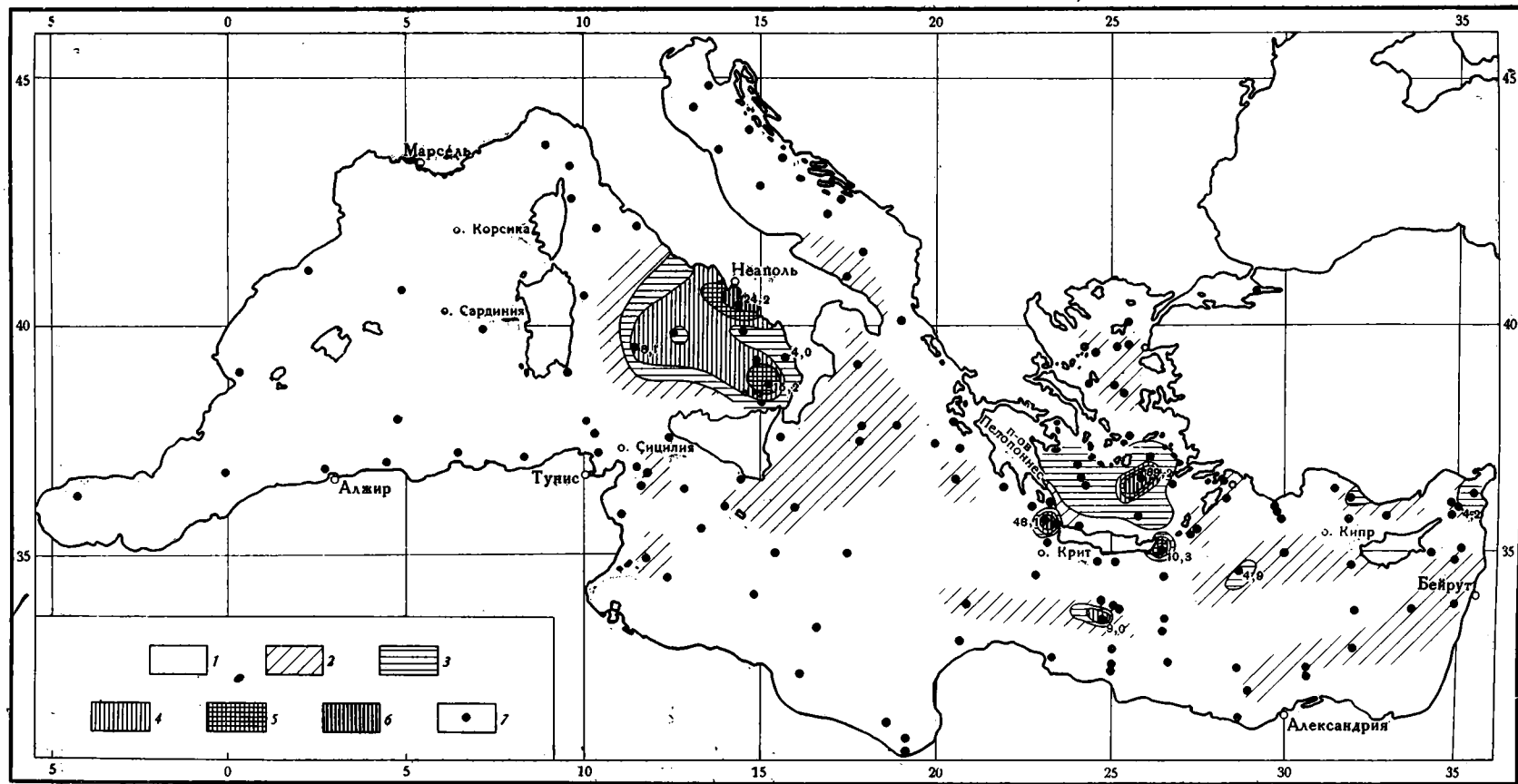
Высокие концентрации легких и тяжелых обломков пород и неопределимых зерен указывают на близость берега (гористой суши) и на активное поступление с него осадочного материала.

2. Вулканогенный материал

Вулканогенные минеральные зерна в тяжелой подфракции (пепел, авгит — диопсид, гиперстен и т. д.) не всегда удается отличить от аналогичных минералов терригенного происхождения, поэтому они описаны в группе терригенных минералов.

Вулканогенный материал в легкой подфракции представлен бесцветным и цветным стеклом и пеплом.

Бесцветное вулканическое стекло в больших количествах (до 3,7%) обнаружено лишь в Тирренском и Эгейском морях, где на отдельных станциях его содержание повышается до 21,4 и 89,2% (фиг. 6). В остальных областях Средиземноморья содержание стекла ограничивается единичными зернами или отсутствует совсем (Алжиро-Прованский бас-



Фиг. 6. Распределение бесцветного вулканического стекла в легкой крупноалевритовой подфракции верхнего слоя осадков, %

1—не обнаружено; 2—<1; 3—1—5; 4—5—10; 5—10—20; 6—>20; 7— местооположение изученных станций (цифры у точек — максимальное содержание бесцветного вулканического стекла, %).

сейн). Показатель преломления стекла из района о. Санторин значительно ниже (1,495—1,507), чем стекла Тирренского моря (1,510—1,543, редко больше 1,543). Коричневые, реже зеленые стекла обнаружены лишь на 9 станциях и в тех же районах, что и бесцветное стекло. В Тирренском море они составляют до 3,4% подфракции.

Вулканический пепел (непрозрачные и полупрозрачные серые частицы с пироксеновым или стекольным цементом) найден в полосе между Стромболи и Неаполитанским заливом (от 10 до 50% подфракции). Таким образом, и пепел отлагается в непосредственной близости от вулканов. Однако не исключено, что его частицы заносятся далеко в море, но отличить их от серых непрозрачных или полупрозрачных обломков пород не всегда удается.

Пирокластический материал крупноалевритовой фракции выносится в море от очагов вулканизма на значительно большие расстояния, чем песчаный вулканогенный, но в больших количествах отлагается на расстоянии лишь нескольких десятков километров от вулканов.

Как выяснилось, вулканогенные провинции (4 и 19) довольно различны по характеру распределения минералов на площади и по набору минералов. Так, в Эгейском море пепел почти полностью отсутствует, а в Тирренском он составляет до 50% легкой подфракции. Бесцветное стекло Санторина кислее стекла Везувия — Стромболи. В Эгейском море в больших количествах обнаружены гиперстен и рудные минералы (титаномагнетит), в то время как в Тирренском море они почти не встречаются.

3. Аутигенные минералы

Среди аутигенных минералов в крупноалевритовой фракции резко преобладают органогенные карбонаты (раковинный материал фораминифер, птеропод, моллюсков, кораллов, ежей и т. д.) и в незначительном количестве — остатки кремнистых организмов (Емельянов, 1965, 1966).

Хомогенные минералы также представлены главным образом карбонатами (оолиты, кальцит, Fe-Mn-кальцит, известково-глинистые стяжения и корочки, доломит, Fe-анкериты; Емельянов, 1965). Кроме того, выделены сульфиды и гидроокислы железа, глауконит и цеолиты.

Сульфиды (пирит) встречаются в виде единичных шарикообразных и овальных зерен. Иногда шарики состоят из микроскопических кубиков или заполняют раковинки фораминифер. Лишь на двух станциях Алжиро-Прованского бассейна установлено 6,3 и 10,6% пирита от тяжелой подфракции. Слабая распространенность этого минерала — результат хорошей аэрации придонных слоев воды и почти повсеместной окисленности верхнего слоя осадков.

Гидроокислы железа (лимонит, гётит) частично имеют хомогенное происхождение, о чем свидетельствует наличие их шариков в раковинках фораминифер или сростки их зерен в виде цепочек. Эти минералы (особенно лимонит) чаще всего образуются в осадке в результате окисления пирита (псевдоморфозы по пириту), сидерита, глауконита и других минералов.

Глауконит встречается довольно часто, но среднее его содержание не превышает 1%. Чаще всего он наблюдается в осадках северной части Эгейского моря (до 5,5%), Тунисского пролива (до 6,3%) и в южной части Валенсийского залива (до 2,3%), т. е. почти в тех же районах, в которых повышение его концентрации отмечалось и ранее (Böggild, 1912). Глауконит в условиях Средиземноморья является минералом прибрежным и сравнительно мелководным. На больших глубинах (до 2000—2500 м) он обнаружен в море Леванта, а по данным Бёггильда, — в Алжиро-Прованском бассейне (глубина 2860 м).

Зерна глауконита густо-зеленые и коричневые до бурых. Иногда глауконит заполняет камеры раковинок фораминифер, образуя слепки, свидетельствующие о его аутигенном происхождении. Окисленные (бурые) зерна этого минерала могли быть занесены с суши.

Цеолиты (?) обнаружены главным образом лишь в осадках Адриатического моря (до 6,9%). В остальных областях они почти полностью отсутствуют. Это бесцветные (иногда слабо-серые), неправильной формы, прозрачные, изотропные и анизотропные минералы, показатель преломления которых в большинстве случаев колеблется от 1,505 до 1,530 (средний около 1,510), а двупреломление редко превышает 0,005 и достигает 0,010. Зерна цеолитов без спайности, иногда загрязнены серыми включениями или пленками (?). Они похожи на перекристаллизовавшиеся окатанные зерна вулканического стекла.

4. Минералогические провинции

По данным минералогического анализа, нами для крупноалевритовой фракции выделено 22 терригенно-вулканогенных минералогических провинции (см. фиг. 3), характеризующихся своеобразными и отличными друг от друга минеральным комплексом и питающими провинциями³. Следовательно, как количество провинций, так и их границы и очертания для мелкопесчаной и крупноалевритовой фракций одного и того же бассейна различны (см. фиг. 1 и 3). Эти фракции различаются как набором и соотношением минералов, так и ареалами их локализации. Терригенно-минералогические провинции крупноалевритовой фракции, в отличие от аналогичных провинций мелкопесчаного материала, охватывают значительно большие площади дна и довольно четко прослеживаются не только в прибрежных мелководных, но и в глубоководных участках моря.

В Средиземном море наиболее разнообразным в крупноалевритовой фракции является комплекс терригенных минералов, особенно тяжелых. Вулканогенные (пирокластические), органогенные и хемогенные минералы уступают им как по количеству видов, так и по выделенным провинциям, хотя своей концентрацией в осадках пирокластические и аутигенные минералы нередко превышают содержание терригенных минералов.

Минералогический анализ показал, что терригенные и пирокластические минералы в больших количествах не выносятся далеко в море, а отлагаются на небольшом удалении от питающих провинций. Этим объясняется большое разнообразие минерального состава и выделенных терригенно-минералогических провинций в северных участках Средиземного моря, где водосборная площадь сильно расчленена и хорошо дренируется реками. В этих областях (см. фиг. 3), особенно в Северо-Эгейской (провинция 2), Санторинской (4), Южно-Пелопоннесской (5), Родосской (7), Восточно-Сицилийской (14), Апулейской (16), Северо-Адриатической (18), Восточно-Тирренской (19) и Корсиканской (21) провинциях, характеризующихся довольно своеобразным и только для них типичным минеральным комплексом, установлена четкая связь минералогических провинций с питающими провинциями. По мере удаления от последних минеральный комплекс, типичный для осадков данных участков моря, быстро теряет только ему присущие черты, и различия между терригенно-минералогическими провинциями быстро сглаживаются.

³ Описанию терригенно-минералогических провинций и их связи с питающими провинциями суши будет посвящена отдельная статья.

Наоборот, в провинциях южных и центральных областей Средиземноморья, охватывающих самые глубоководные участки моря или прилегающие к побережью платформы, резкого различия в минеральном комплексе осадков и резкой смены этого комплекса с удалением от суши не наблюдается. Минеральный состав бескарбонатной части осадков этих областей формируется за счет самых различных питающих провинций и представляет средний (смешанный) состав осадков всего Средиземного моря.

* * *

На примере Средиземного моря были подтверждены, а во многих случаях дополнены и уточнены многие из разработанных Н. М. Страховым (1960—1962) теоретических положений и намеченных В. П. Петелиным (1957, 1965) на примере Охотского моря и Тихого океана закономерностей в распределении и разноте терригенных и вулканогенных минералов в конечных водоемах стока. При сравнении Средиземного моря с другими водоемами выяснилось, что и для этого бассейна очень характерно сравнительно равномерное распределение по всей площади дна «повсюдных» минералов и резко асимметричное по отношению к водоему размещение минералов с локальным питанием. Ширина зоны, в которой легко ощущаются различия минерального комплекса крупно-алевритового материала в Средиземном море, равна 100—300 км (для песчаных фракций она обычно не превышает первых десятков километров), т. е. примерно такая же, как и в Охотском море. Это сходство объясняется почти одинаковыми размерами отдельных впадин (или морей) Средиземноморья и Охотского моря. Однако вдоль струй морских течений различия в минеральном составе осадков Средиземного моря прослеживаются на значительно большем расстоянии от источников питания. Например, разнос моноклиновых пироксенов от Нила и слюд от Сицилии — Калабрии ощущается до Кипра и залива Б. Сирт соответственно, т. е. на расстоянии до 400—600 км, что уже ближе к океанам, чем к замкнутым морским водоемам.

На примере Средиземного моря впервые выявлены довольно резкие различия в минеральном составе осадков геосинклинальной и платформенной областей одного и того же водоема. Это, наравне с нарисованной впервые картиной распределения отдельных минеральных провинций Средиземного моря, является существенным дополнением наших познаний в общей теории литогенеза.

Автор выражает глубокую благодарность акад. Н. М. Страхову за просмотр настоящей статьи и ценные указания, научному руководителю работы А. П. Лисицыну, а также научному консультанту В. П. Петелину и К. М. Шимкусу, оказавшим большую помощь при обработке минералогических данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР, 1947.
- Емельянов Е. М. Карбонатность современных донных отложений Средиземного моря. В сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря». «Наука», 1965.
- Емельянов Е. М. Распределение аутигенного кремнезема во взвеси и в осадках Средиземного моря. В сб. «Геохимия кремнезема». «Наука», 1966.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. Тр. ин-та океанол. АН СССР, 22, 1957.
- Петелин В. П. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.

- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд. АН СССР, 1960—1962.
- Allareda J. M., Perez Mateos J., Allxandre T. Estudio mineralogico de las fracciones gruesas de suelos de origen volcanico (España) An. edofol, y agrobiol., 1960, v. 19, № 12.
- Berthois L. Contributions à l'études des sediments de la Méditerranee occidentale. Annales de l'Institut océanogr., t. XX, fasc. 1, Paris, 1939.
- Blanc J. J. Sedimentologie sous-marine du détroit siculotunisien. Compagne de la Calypso (1954). Resultats scientifiques des compagnes de la «Calypso», fasc. III, Masson et Cie, edit., Paris, 1957.
- Böggild O. B. The deposits of sea bottom (Rep. on the Dan. oceanogr. exp. to the Mediterr. and adjac. seas. 1908—1910). Copenh. 1912.
- Duboul-Razavet C. Phénomènes de fransferts littoraux le long de la côte catalone. Compt rend Acad. Sci. colon., t. 242, 1956, N 9.
- Emery K. O., Neev D. Mediterranean beaches of Israel. Bull. Sea Fish. Res. Fish. Res. Stat. Ministry Agris. Israel, 1960, No. 28.
- Hilmy M. E. Beach sands of the Mediterranean sands of Egypt. Bull. Geol. Soc. America, LXI, № 12, pt. II, 1950.
- Nahla F. M. Mineralogy of the Egyptian black sands and its applications. Egypt. J. Geol., 1958, v. 2, N 1.
- Shukri N. M. Mineral analysis of some Nile Sediments. Bull. Inst. de Desert. 1, II, 1951.
- Shukri N. M. and Philip G. The geology of the Mediterranean coast between Rosetta and Bardia. Pt. 1. Recent sedinynts. Mechanical analyses and mineral composition. Bull. de l'Institut d'Egypte, v. 37, 1956.
-

УДК 553.492(575)

КОНКРЕЦИИ В БОКСИТАХ СЕВЕРНОГО УРАЛА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

В. Н. ГРИГОРЬЕВ, Е. С. ГУТКИН, В. Н. ДЕМЕНТЬЕВ

В работе приведены результаты изучения диаспоровых конкреций в актауских среднекарбонových метаморфизованных бокситах Западного Узбекистана (Центральные Кызыл-Кумы) и в девонских бокситовых месторождениях Северного Урала.

Утверждается, что конкреции возникли на одной из стадий раннего диагенеза, поскольку последующие процессы бемитизации, ресиликатизации, а также более поздние процессы метаморфизма (маргаритизации), наблюдаемые во вмещающих рудах, конкреций не затронули. Изучение бокситовых конкреций дает возможность вскрыть особенности первичного состава руд и характер последующих процессов их изменения.

В геологической литературе имеется большое количество описаний конкреций, сложенных глиноземом. Чаще всего они указываются из современных латеритных почв (Фридланд, 1962; Герасимов, 1961, 1964; Sherman, Matsusaka, 1965 и др.), гораздо реже — из более древних толщ. Можно отметить работу В. Т. Аллена (1959^{1, 2}) о развитии гиббситовых и диаспоровых постседиментационных конкреций среди некоторых мезозойских глинистых толщ США. Г. И. Бушинским и Л. И. Боголюбовой (1960) описаны раннедиагенетические гиббситовые (позднее фосфатизированные) конкреции в слое угля среди мезозойских отложений на Северном Урале. Постдиагенетические шаровые и овальные конкреции, содержащие диаспор, известны в пермских огнеупорных глинах провинции Хэбэй в Китае (Лю Чан-линь, 1965). Диаспоровые диагенетические конкреции были найдены Л. Н. Котовой (1966) среди девонских оглиненных фонолитовых пемзовых туфов в хр. Тарбагатай (Юго-Восточный Казахстан). В. К. Головенком и Г. Ю. Пушкиным (1964) диаспоровые диагенетические конкреции найдены среди сланцевых толщ серицитового, хлоритоидного, дистен-хлоритоидного, а местами гранат-дистенового состава на восточной окраине Патомского нагорья. По мнению В. К. Головенки (1964), они образовались за счет метаморфизации глин каолинового типа.

Все перечисленное выше указывает на способность глинозема, подобно соединениям железа, марганца и фосфора, к постседиментационному перераспределению с формированием конкреций. Подобные образования среди бокситов до недавнего времени не были известны. Лишь в работе А. К. Гладковского и А. К. Шаровой (1951) имелось краткое упоминание о бокситовых шарах, встреченных в девонских бокситах Северного Урала.

Ниже приводится подробное описание шаровых конкреций из метаморфизованных бокситов Средней Азии и из девонских бокситов Северного Урала. Первые исследованы В. Н. Григорьевым, вторые — Е. С. Гуткиным и В. Н. Дементьевым.

1. КОНКРЕЦИИ В СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ БОКСИТАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Конкреции были собраны в основном при расчистке одной из линз бокситовых пород в горах Большой Актау (Центральные Кызыл-Кумы). Лишь одна конкреция (образец 905а) найдена в осыпи на некотором удалении от этой линзы¹.

Основное рудное тело Актауского месторождения представляет собой пласт метаморфизованных, перешедших в маргаритовые сланцы бокситов различной мощности. В линзовидных раздувах он редко превышает 2—3 м, в пережимах толщина пласта сокращается до 10—20 см, часто он выклинивается. Пласт прослежен на протяжении нескольких километров (Набиев, 1965). Метаморфизованные бокситы залегают среди мраморов актауской свиты и, по имеющимся данным, относятся к среднему карбону.

Линза, в которой были встречены конкреции, имеет протяженность около 10 м при мощности до 2 м. Породы, вмещающая конкреции, аргиллитоподобная, рассланцованная, жирная на ощупь. Окраска ее зелено-ватая-серая, участками бледно-красная. Состоит она из мелкочешуйчатой маргаритовой массы, частицы которой ориентированы более или менее параллельно сланцеватости, и в разрезах, перпендикулярных последней, характеризуются прямым одновременным погасанием на всей площади шпифа. Слагающий массу маргарит псевдоодноосный, отрицательный с $Ng' - Np' = 0,010 - 0,013$ и $Ng' = 1,631$. Химический состав образцов, взятых сверху вниз по разрезу, приведен в табл. 1. Высокое содержание

Таблица 1

Химический состав конкреций и вмещающих их пород (вес. %) Актауского месторождения

Компоненты	Вмещающая порода			Конкреции			
	885	886	887	890б	890в	890г	905а
SiO ₂	28,04	30,81	31,82	9,68	12,24	11,33	9,68
Al ₂ O ₃	46,43	43,28	49,79	71,73	70,34	67,12	69,69
Fe ₂ O ₃	4,52	5,72	0,74	2,67	0,56	2,88	2,34
FeO	0,14	0,17	0,05	1,20	0,58	0,71	0,43
TiO ₂	3,51	1,43	2,08	0,96	0,54	0,47	1,07
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
MgO	0,08	0,04	0,11	0,00	0,11	0,55	0,56
CaO	9,48	10,32	10,80	2,80	4,50	4,04	3,70
Na ₂ O	0,85	1,05	Не определены			0,42	0,34
K ₂ O	0,67	0,44	То же			0,19	0,14
P ₂ O ₅	0,01	0,09	0,03	0,21	0,12	0,06	0,01
C _{орг}	0,00	0,15	Не определены			0,00	0,07
H ₂ O ⁻	0,55	0,98	0,004	0,003	0,013	0,32	0,16
H ₂ O ⁺	5,45	4,74	Не определены			11,66	11,46
П.п.п.	Не определены		5,33	12,13	11,36	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,00	0,30	Не определены			0,00	0,00
Сумма	99,74	99,55	100,75	100,18	100,35	99,76	99,66

Примечания: Обр. 885, 886, 890г, 905а анализированы в центральной химической лаборатории ГИН АН СССР; обр. 887, 890б, 890в — в лаборатории ВИМС.

в них CaO при отсутствии CO₂, малое содержание конституционной воды, а также превышение содержания глинозема над кремнеземом в 1,5 раза, характерны для маргарита. Их маргаритовый состав подтверждается рентгенометрическим анализом порошковых проб.

¹ По устному сообщению В. П. Стрыгина, сходные образования, диаметром до 30 см, встречены им в осыпях на многих участках Актауского месторождения.

Для всех образцов характерны сравнительно мелкие (десятые доли миллиметра) миндалевидные полости, выполненные гораздо более крупными, чем в основной массе, прозрачными чешуйками маргарита второй генерации, иногда окрашенными гидроокислами железа в желтый цвет. Часто в центре миндалин заключены отдельные, хорошо ограниченные кристаллы и целые агрегаты гидратированного гематита. На кривых нагревания образцов маргаритовых сланцев обычно имеется единственный пологий эндотермический пик около 740° .

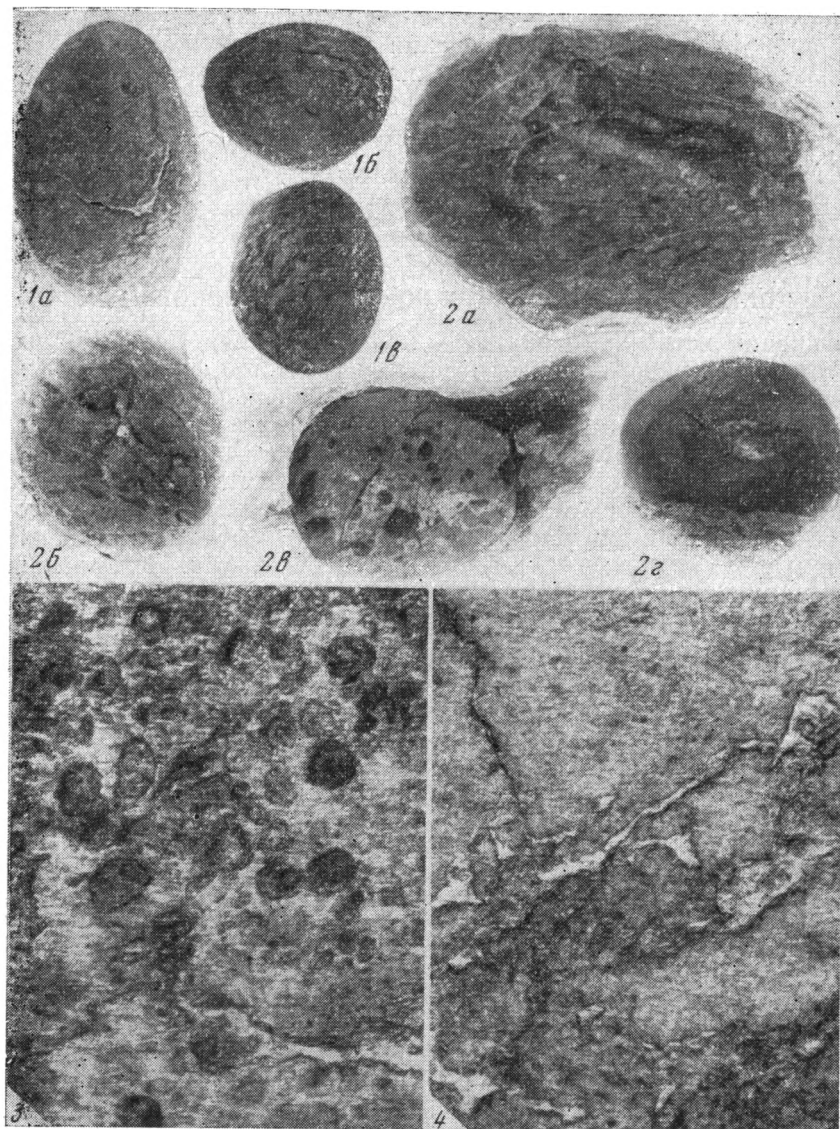
На контакте вмещающих известняков с описанной породой, главным образом в подошве линзы, местами развиты обильные выделения желтого крупнокристаллического кальцита, который по трещинам заходит в известняк и боксит. Очень характерны заключенные в нем крупные (до 3 мм) хорошо ограниченные кристаллы гематита. В кровле линзы, на контакте маргаритизированной породы с известняками, можно наблюдать развитие довольно рыхлой красной гематитовой корочки толщиной до 5 см. В шлифе среди гидратизированной гематитовой массы заметны отдельные мелкие вторичные выделения кальцита. По данным химического анализа, проведенного в лаборатории ВИМС, вещество корочки содержит следующие компоненты (вес. %): SiO_2 8,06; Al_2O_3 10,30; Fe_2O_3 72,30; FeO 0,09; TiO_2 0,46; CaO 1,70; MgO 0,69; MnO 0,00; P_2O_5 0,13; H_2O —0,011, П. п. п. 6,27.

Количество конкреций в линзе невелико. При осмотре поверхности отвала, объем которого несколько кубических метров, было найдено 10 конкреций. Все они шаровидной или эллипсоидальной формы, размером от 2 до 5 см в поперечнике (фиг. 1, 1а—1в). Поверхность большинства конкреций гладкая, окраска серая. Некоторые конкреции покрыты тонкой, легко отслаивающейся буровато-желтой известковистой корочкой с шероховато-натечной структурой. Ее образование, несомненно, более позднее.

Цемент конкреций сложен скрытокристаллическим диаспором. Участки, в которых он преобладает на пришлифовках, выделяются афанитовой структурой и весьма ровной серой окраской (см. фиг. 1, 2а—2г). Форма этих участков чаще всего узловатая, изометричная в виде отдельных или нескольких соединенных друг с другом сгустков, иногда вытянутая. Они сменяются участками с неоднородной бобовой структурой. Граница между ними весьма прихотливая. Более отчетливо бобовое строение проявляется в шлифах. Преобладающий размер бобовин 0,1—0,2 мм, но встречаются и более мелкие (от 0,03 мм), а в отдельных конкрециях и более крупные (до 2—3 мм) бобовины. Строение их часто сложное: внутри более крупных бобовин заметны мелкие. Обычно бобовины хорошо различимы благодаря своей более темной, чем у вмещающей массы, зеленовато-бурой окраске, обусловленной присутствием среди диаспора мелких частиц, по-видимому, хлорита. В серии шлифов можно проследить все переходы от участков с отчетливой бобовой структурой к участкам с афанитовой структурой (см. фиг. 1, 3). Намечается постепенное исчезновение бобовин, границы их становятся менее четкими, пигментирующий хлорит исчезает и различить их возможно только при скрещенных николях. В конце концов вся масса становится однородной (см. фиг. 1, 4).

В конкрециях наблюдаются выделения прозрачного крупночешуйчатого маргарита, аналогичного маргариту второй генерации вмещающих пород. Им выполнены мелкие (обычно менее 1 мм) полости и тонкие ветвящиеся трещинки (см. фиг. 1, 4). Более крупные выделения маргарита хорошо видны на поверхности распила конкреций, благодаря своей желтоватой окраске. Как и во вмещающих породах, с крупночешуйчатым маргаритом ассоциирует гематит.

Преобладание диаспора в конкрециях отражается на их химическом составе (см. табл. 1). Пересчет результатов химических анализов веще-



Фиг. 1. 1а—1в. Форма бокситовых конкреций Актауского м-ния. Натур. величина; 2а—2в -- внутренняя текстура бокситовых конкреций Актауского м-ния. Крестик — афанитовые участки. Натур. величина; 3 — участок конкреции с хорошо заметными мелкими диаспоровыми бобовинами, пигментированными хлоритом. Цемент — скрытозернистый диаспор. Шлиф 890, увел. 160, николь один; 4 — афанитовые участки конкреции, сложенные скрытозернистым диаспором и секущиеся тонкими прожилками малахита. Шлиф 890, увел. 160, николь один

ства конкреций на минеральный состав дает около 65% диаспора, 20 — 25% малахита, 7—8% железистого хлорита. Большое содержание диаспора отражается и на кривых нагревания конкреций. Все они характеризуются очень резким эндотермическим пиком при температуре 550°.

Исходя из строения конкреций и вмещающих пород, а также их соотношений друг с другом, представляется наиболее вероятным образование актауских конкреций на одной из стадий диагенеза. В дальнейшем эти конкреции, по сравнению с вмещающей массой, обладали большей плотностью и соответственно меньшей пористостью и проницаемостью.

Это частично способствовало сохранению их при последующем метаморфизме и метасоматическом замещении вмещающей массы маргаритом в обстановке карбонатного окружения. В конкрециях бокситы оказались как бы законсервированными скрытозернистым диаспором. Лишь выделения маргарита второй генерации частично затронули и конкреции.

По-видимому, эти же причины способствовали сохранению диаспоровых конкреций в среднепротерозойских метаморфических толщах Патомского нагорья.

2. КОНКРЕЦИИ В ДЕВОНСКИХ БОКСИТАХ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Конкреции встречаются на всех месторождениях Североуральского бокситового бассейна, но наибольшее их количество фиксируется на месторождении «Красная Шапочка». Форма конкреций разная. В большинстве случаев это округлые образования — шары, но нередко встречаются конкреции караваеобразные и вытянутые в одном направлении (фиг. 2, 1). В одной из шахт на месторождении «Красная Шапочка» удалось обнаружить часть конкреции боксита правильной цилиндрической формы, высотой более 1 м и диаметром 30 см. Диаметр шаровых конкреций колеблется от нескольких сантиметров почти до метра. В большинстве случаев он равен 15—30 см. Конкреции встречаются в зеленовато-серых, а чаще — в красных рудах. Наибольшее количество «шаров» зафиксировано среди красных марких и слабомарких бокситов.

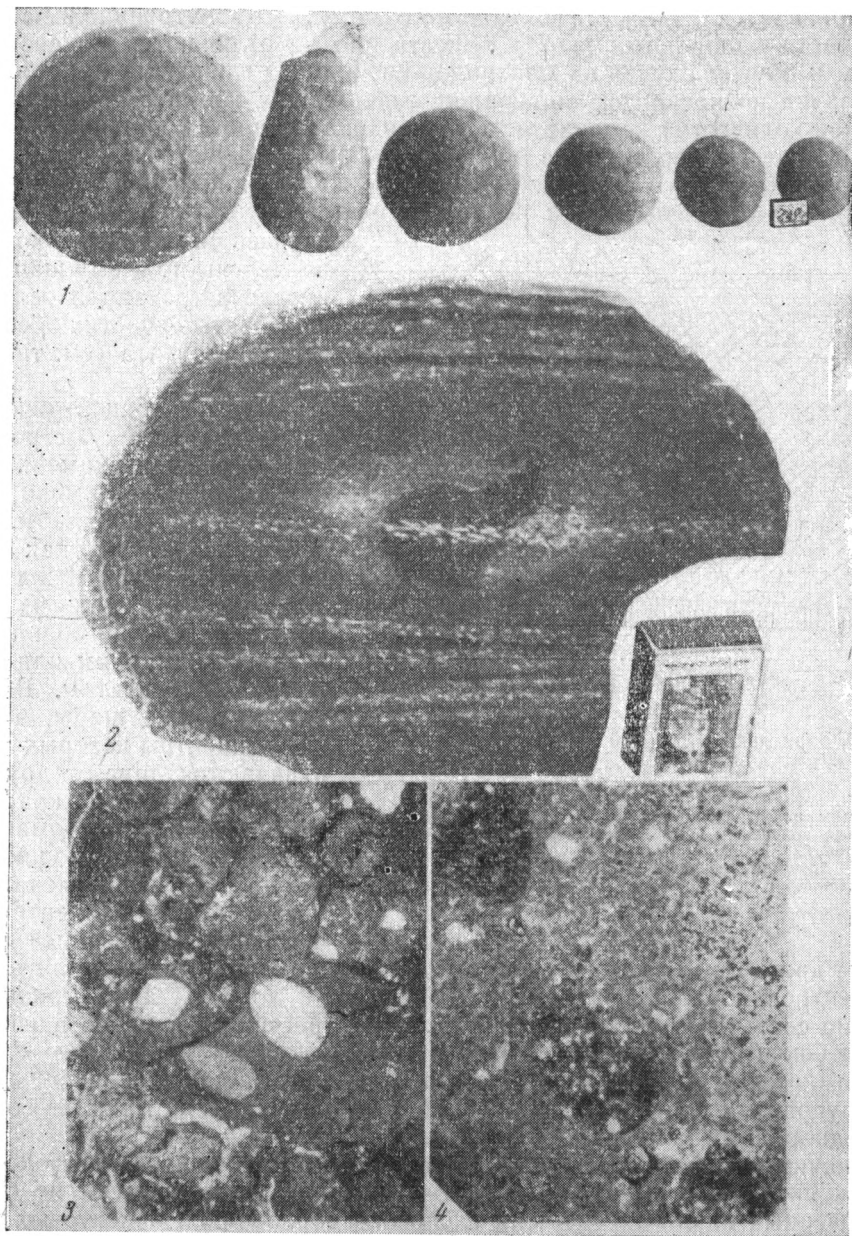
Таблица 2

Химический и минеральный составы (вес. %) разных частей однородных бокситовых конкреций (пр. 65, 65^a, 66, 66^a) и концентрически-скорлуповатых (пр. 61, 61^a, 71, 71^a)

Компоненты и главнейшие минералы	Номера проб							
	65	65 ^a	66	66 ^a	61	61 ^a	71	71 ^a
SiO ₂	1,20	0,34	2,08	2,80	1,30	1,22	0,78	0,66
TiO ₂	2,30	1,54	2,08	2,35	2,54	2,50	2,45	2,30
Al ₂ O ₃	62,30	68,00	62,32	57,55	55,48	56,70	60,30	62,41
Fe ₂ O ₃	20,47	13,01	19,11	23,31	27,15	24,92	22,82	20,49
FeO	0,43	2,16	0,29	0,29	0,43	1,58	0,43	1,00
CaO	0,36	0,49	0,30	0,13	0,64	0,63	0,27	0,13
P ₂ O ₅	0,52	0,52	0,78	0,97	0,63	0,67	0,50	0,52
П.п.п.	12,40	13,60	13,00	12,70	11,50	11,60	12,00	12,20
S	0,02	0,04	0,05	0,07	0,02	0,03	0,04	0,03
CO ₂	0,23	1,26	0,23	0,08	0,67	0,49	0,16	0,09
Сумма	99,98	99,96	99,96	100,1	99,67	99,82	99,55	99,71
Диаспор	58	60	60	52	50	50	52	53
Корунд	15	20	13	15	15	15	18	20
Оксиды железа и титана	22	14	20	25	30	27	25	22
Карбонаты	—	4	—	—	—	—	—	—
Каолинит	—	—	4	5	—	4	—	—

Примечания: 65 — внешняя часть шара красного маркового боксита; 65^a — внутренняя часть шара того же боксита; 66 — внешняя часть шара красного немаркового боксита; 66^a — внутренняя часть шара того же боксита; 61 — внешняя концентрическая шара, сложенная красным слабомарковым бокситом; 61^a — внутренняя концентрическая шара, сложенная красным яшмовидным бокситом; 71 — внешняя концентрическая шара, сложенная красным яшмовидным бокситом; 71^a — внутреннее ядро того же шара, сложенное красным слабомарковым бокситом.

По строению выделяются две группы шаровых конкреций: однородные и концентрически-скорлуповатые. Однородные шаровые конкреции сложены либо зеленовато-серым бокситовым веществом, либо красным слабомарковым и немарковым бокситом. Во всех случаях строение бокситового материала бобовое, бобово-обломочное, обломочно-бобовое. Шаров, полностью сложенных типичным яшмовидным бокситовым веществом, мы не наблюдали.

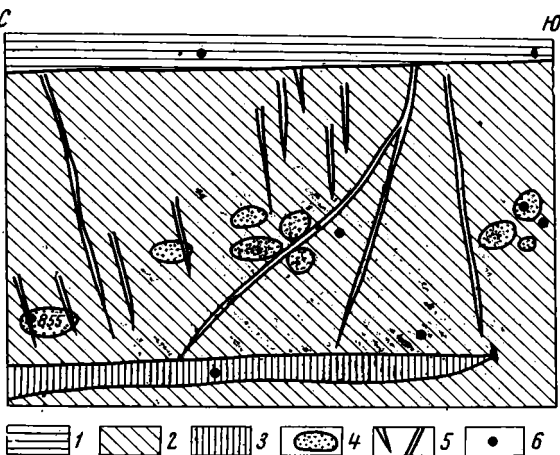


Фиг. 2. 1 — форма бокситовых конкреций в месторождениях Североуральского бокситоносного района; 2 — внутренняя слоистая текстура в бокситовой конкреции. Обр. 855 (положение образца в разрезе, см. фиг. 3); 3 — центральная часть конкреции, сложенная красным немарким бокситом с четкой бобовой структурой. Бобовины и цемент сложены в разной степени ожелезненным диаспором. Шлиф 81, увел. 24, николь один. М-ние «Красная Шапочка», шахта № 1 (Капитальная), горизонт +123 м; 4 — вмещающие шары красные немаркие аллиты с гелевой микроагрегатной структурой основной массы, Отдельные участки с неяснобобовой структурой. Бобовины сложены диаспором, цемент — диаспор-бемит-каолининовый. Шлиф 80, увел. 64, николь один. М-ние «Красная Шапочка», шахта № 1 (Капитальная), горизонт +123 м

Химический и минеральный составы² разных частей бокситовых шаров приводятся в табл. 2. Необходимо отметить, что внутренние и наружные части однородных шаров существенно не отличаются по составу. В том и другом случае из минералов свободного глинозема присутствуют корунд и диаспор, из минералов, содержащих кремнезем — незначительное количество каолинита, а из карбонатов иногда кальцит и сидерит. В центре шара корунда обычно несколько больше, чем в наружной (18—20% от общего веса пробы). Окислы железа в красных бокситовых шарах представлены почти исключительно гематитом. В большинстве

случаев они равномерно распределены по всему шару, но иногда встречаются белые и желтоватые участки обесцвеченного боксита (см. табл. 2 пор. 65^а).

Шары концентрически-скорлуповатого строения обычно сложены каменистым слабомарким и яшмовидным бокситовым веществом. Соседние концентры, как правило, отличаются между собой тем, что одни из них представлены яшмовидным, а другие немарким или слабомарким бокситом. Встречаются также шары, нечеткие концентры которых мало отличаются друг от друга — все они сложены красным немарким или слабомарким бокситом. Иногда можно наблюдать даже в пределах одного и того же концентра совершенно постепенный пере-



Фиг. 3. Зарисовка восточной стенки штока. М-ние «Красная Шапочка», шахта № 1 (Капитальная), горизонт + 123 м

1 — сланцы известково-глинистые, черные; 2 — боксит полосчатый, красный и серый, слоистый; 3 — боксит черный тонкослоистый; 4 — слоистые шаровые конкреции бокситов; 5 — трещины, секущие слоистость в конкрециях и вмещающих их бокситах; 6 — места отбора образцов

ход от красного немаркого к яшмовидному веществу боксита. Количество концентров в разных шарах колеблется от 3 до 6—7, а их мощность обычно составляет от 0,5 до 2—3 см. В центре «шара» обычно расположено бокситовое ядро диаметром от нескольких до 10—15 см.

Химический и минеральный составы разных частей концентрически-скорлуповатых бокситовых конкреций мало отличаются от тех же составов однородных конкреций.

Значительный интерес представляет сравнительное изучение бокситовых конкреций и вмещающих пород. До последнего времени не было достоверных данных о времени и способе образования бокситовых шаровидных выделений. Высказывались предположения об их диагенетическом происхождении, но не с меньшими основаниями можно было считать, что шары образовались механическим способом при переотложении бокситового материала.

В шахте № 1 (Капитальная) м-ния «Красная Шапочка» удалось наблюдать разрезы рудного тела, где в большом количестве встречаются красные, красновато-бурые, серые и зеленовато-серые шары и шаровидные образования (фиг. 3). На границе красных и серых вмещающих бокситов четко фиксируется первичная слоистость, обусловленная сор-

² Химические анализы, приведенные в таблицах 2—3, выполнены в центральной химической лаборатории Североуральских бокситовых рудников.

тировкой бокситового материала по крупности. Иногда разнозернистые прослои имеют различный цвет, что обуславливает полосчатость руд, которая совпадает и подчеркивает первичную слоистость бокситов. Полосчатость возникла в результате восстановления окислов железа органическим веществом и частичного их выноса в стадию раннего диагенеза. Наблюдаемая на этих участках слоистость и полосчатость из вмещающих пород без каких-либо перерывов и нарушений переходит в шары, что однозначно свидетельствует об их конкреционном характере (см. фиг. 2, 2).

Бокситовые шары, существенно не отличающиеся по цвету и текстуре от вмещающих пород, довольно резко отличаются от них по минеральному составу и структуре. Как видно из табл. 2 и 3, в бокситовых шарах из глиноземистых минералов присутствуют корунд³ и диаспор.

Таблица 3

Химический и минеральный составы бокситовых конкреций и вмещающих их пород (вес. %) (м-ние «Красная Шапочка»)

Компоненты и минералы	Но м е р а п р о б							
	76	78	79	84	85	72	73	74
SiO ₂	0,34	27,94	11,44	0,46	13,82	1,08	1,26	1,82
TiO ₂	2,10	1,90	2,30	2,20	2,30	2,45	2,43	2,42
Al ₂ O ₃	63,40	46,15	54,79	65,54	53,08	58,68	58,50	58,85
Fe ₂ O ₃	7,85	7,23	15,31	15,02	13,93	24,65	24,70	23,33
FeO	4,85	1,72	2,00	1,94	2,29	0,72	0,57	1,00
CaO	3,51	0,36	0,37	0,60	0,46	0,28	0,46	0,16
MgO	0,54	0,47	0,14	He опр.	0,40	0,22	0,20	0,14
П.п.п.	17,30	14,44	13,16	13,72	13,52	11,60	11,70	11,90
S	0,27	0,28	0,19	0,29	0,05	0,05	0,06	0,06
CO ₂	6,00	0,27	0,25	1,10	0,64	0,21	0,32	0,09
Сумма	99,89	100,21	99,51	99,48	99,80	99,68	99,82	99,62
Диаспор	55	18	40	60	40	50	67	65
Корунд	20	—	—	15	—	15	—	—
Бемит	—	10	8	—	15	—	—	—
Окислы железа и титана	10	9	17	17	16	28	27	25
Карбонаты	15	—	—	3	—	—	—	—
Каолинит, галлуазит	—	57	25	—	20	3	3	4
Хлориты	—	4	5	—	4	—	—	2

Примечания: 76 — центральная часть однородного шара красновато-бурого немаркового боксита; 78 — аллит бурый, немаркий близкий по структуре к яшмовидному, взят на контакте с шаром; 79 — боксит «красный, немаркий, взят на расстоянии 0,6 м от шара; 84 — внешняя часть однородного шара красного, слабомаркового боксита; 85 — боксит буровато-красный на контакте с шаром; 72 — внешняя часть концентрически-скорлуповатого шара красного маркового боксита; 73 — боксит «красный маркий на контакте с шаром; 74 — боксит «красный слабомаркий, взят на расстоянии 0,7 м от шара.

На рентгенограмме нерастворимого остатка видна сильная линия корунда ($d=1,606$) и ряд других линий этого минерала и диаспора. Карбонаты в шарах представлены кальцитом и сидеритом. Во вмещающих породах, бокситах и аллитах, корунда нет, а кроме диаспора появляется бемит. Карбонаты здесь исчезают, но вместо них появляются гидросиликаты алюминия: каолинит и галлуазит (см. табл. 3). В небольшом количестве, как и в конкрециях, присутствуют хлориты.

Диаспор в бокситовых конкрециях представлен мелко- и среднекристаллическими, реже крупнокристаллическими зернами с ясной анизотропией и высокими цветами интерференции. Показатель светопреомления минерала 1,720—1,730. Во вмещающих породах яснокристалличе-

³ Извлечение корунда проводилось путем кипячения порошка боксита в царской водке.

ские зерна диаспора с высокими цветами интерференции имеют показатель преломления 1,678—1,680. Другие зерна, сохраняя довольно четкую анизотропию, имеют более низкий показатель преломления — 1,650—1,660. При большом увеличении видно, что диаспоровые кристаллы сильно изменены и мы имеем дело не с одним минералом, а с агрегатом нескольких минералов. Одним из этих минералов является бемит. Соотношения диаспора и бемита разнообразны. Бемит образует каемки вокруг кристаллов диаспора, точечные включения нередко внедряются в него с центра или же создают картину взаимного «прорастания» этих двух минералов. Такие целиком бемитизированные агрегаты не проявляют анизотропии и имеют показатель преломления 1,610—1,630. Кроме диаспора и бемита во вмещающих бокситовые шары породах присутствует значительное количество каолинита и галлуазита. Эти минералы выполняют мельчайшие пустотки и трещины, замещают бобовины и входят в состав основной массы. В первом случае каолинит образует мелкие кристаллики с серыми цветами интерференции и показателем преломления 1,561. Каолинит в основной массе вмещающего боксита почти не проявляет анизотропии. Здесь он вместе с бемитом развивается по диаспору, и скрытокристаллические бемит-каолининовые агрегаты имеют показатель преломления 1,570—1,580. Анизотропные кристаллики каолинита в бобовинах замещают глиноземные минералы. Они либо окаймляют бобовины с периферии, либо внедряются в них с центра, образуя различной формы мельчайшие выделения. Иногда некоторые бобовины оказываются полностью замещенными каолинитом. Галлуазит под микроскопом практически невозможно отличить от каолинита, поскольку он образует здесь совместные агрегаты с каолинитом и глиноземными минералами. На присутствие галлуазита указывает тот факт, что при пересчетах химических анализов на минеральный состав остается избыточное, по сравнению с каолинитом, количество воды.

Карбонаты, как указывалось выше, фиксируются только в шарах и отсутствуют во вмещающих бокситах и аллитах. Формы выделения карбонатов точно такие же, как гидросиликатов алюминия во вмещающих породах. Как отмечалось, в шаровых конкерциях фиксируется заметное количество корунда. Корунд по своим свойствам, составу и структуре занимает промежуточное положение между диаспором и типичным корундом. В его составе фиксируется некоторое количество воды. Как правило, корунд скрытокристаллический, реже слабоанизотропный, с показателем преломления 1,715—1,725. Возникает он, как и бемит, каолинит, карбонаты, по диаспору. Детальные исследования корунда пока еще не закончены.

Таким образом, из рассмотренных минералов в бокситах первичным является диаспор, а остальные (корунд, карбонаты, бемит, каолинит, галлуазит, хлорит) более поздними, возникшими на различных стадиях диагенеза. Это, конечно, не исключает того, что в девонских бокситах Урала некоторые из перечисленных минералов, например каолинит и др., частично могут быть и первичными (терригенными).

В стадию раннего диагенеза происходило образование корунда, кальцита и сидерита. Некоторое перераспределение бокситового вещества на этой стадии привело к возникновению более плотных, мало пористых и мало проницаемых шарообразных конкреционных участков. В результате этого более поздние процессы выноса карбонатов, бемитизации и силикатизации (с образованием каолинита и галлуазита) не затронули конкреционные участки.

Таким образом, особенности минерального состава вмещающих пород и конкреций позволяют последние считать образованиями одной из ранних стадий диагенеза. Происходившая во вмещающих породах бемитизация и силикатизация диаспора сопровождалась возникновением ми-

нералов с большим удельным объемом, что приводило к уплотнению пород и переходу марких бокситов в более плотные разности последних. Особенно интенсивно такие изменения протекали вблизи конкреций. Так, вокруг многих однородных конкреций, сложенных марким или слабомарким бокситом с бобовой структурой, вмещающие породы становятся более похожими на немаркие, а в некоторых случаях превращаются в яшмовидные бокситы и даже аллиты. В шлифах иногда удается проследить весь переход от бобовой структуры в шарах к неяснобобовой во вмещающих бокситах и аллитах, где бобовины проявляются нечетко, имеют расплывчатые очертания, а в некоторых случаях совсем теряются и структура породы становится гелевой (см. фиг. 2, 3, 4). Размер зон вокруг конкреций, в которых намечается ухудшение качества руд, различны. Иногда такие зоны расположены только в непосредственной близости от шара, а иногда достигают 1,5 м. При большом удалении от конкреций вновь появляется менее измененный высококачественный боксит. Таким образом, результаты исследования шаров и вмещающих их пород в определенной мере проливают свет на одну из проблем в генезисе девонских бокситов Урала — причину обособления литологических разновидностей руд.

Выше были рассмотрены некоторые закономерности диагенетического изменения бокситов и формирования в них конкреций. В дальнейшем на «шары» и вмещающие их породы наложился отпечаток более поздние процессы. Эти изменения приурочены к системе трещин, секущих как конкреции, так и вмещающие породы (см. фиг. 3). Некоторые трещины не несут каких-либо новообразований, вдоль других наблюдается обесцвечивание бокситов, третьи выполнены кальцитом, каолинитом, диккитом, иногда пиритом. Подавляющее большинство новообразований связано с циркуляцией по трещинам холодных грунтовых вод. Воздействие на бокситы гидротермальных процессов было весьма ограниченным, поскольку минералы, выпадающие из горячих растворов, встречаются крайне редко.

* * *

Таким образом, изучение конкреций в Среднеазиатских и Североуральских бокситах показало, что как и в других породах (глинах, углях, туфах), их формирование происходило на одной из стадий раннего диагенеза. Вероятно, глиноземистые конкреции встречаются и в других месторождениях бокситов, но в силу большого сходства с вмещающей бокситовой же массой, как это в ряде случаев наблюдается на Североуральских месторождениях, они плохо заметны. Скрытая конкреционная структура бокситов более отчетливо проявляется при последующих преобразованиях, поскольку конкреции и вмещающая масса обладают разной степенью компетенции к этим преобразованиям.

Изучение бокситовых конкреций особенно интересно, так как дает возможность вскрыть особенности первичного состава руд и роль последующих диагенетических и метаморфических процессов в их изменении.

ЛИТЕРАТУРА

- Аллен В. Т. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях. В сб. «Происхождение бокситов». Изд-во иностр. лит., 1959.
Аллен В. Т. Зависимость пористости и проницаемости диаспоровых глин от их происхождения. В сб. «Происхождение бокситов». Изд-во иностр. лит., 1959.
Бушинский Г. И., Боголюбова Л. И. Конкреции фосфатизированного боксита из нижнеюрского угольного пласта в окрестностях г. Карпинска на Северном Урале. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 1.

- Герасимов И. П. Современные латериты и латеритные почвы. Изд-во АН СССР. Сер. геогр., 1961.
- Герасимов И. П. Современные латериты и их образование. В сб. «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса», 1964.
- Гладковский А. К., Шарова А. К., Бокситы Урала. Госгеолиздат, 1951.
- Головенок В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., № 97, 1964.
- Головенок В. К., Пушкин Г. Ю., О находке докембрийских бокситов. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 1.
- Котова Л. Н. Литология девонской вулканогенно-осадочной серии хр. Тарбагатай. Автореф. дис., 1966.
- Лю Чан-линь. Постгенетические бокситовые конкреции в сухарных глинах провинции Хэбэй «Кэсюэ тунбан», № 7, 1965 (см. «Реферативный журнал Геология», 4A103, 1966).
- Набиев К. А. О находке бокситовых пород в горах Ак-тау (Центральные Кызыл-Кумы). Узб. геол. ж., 1965, № 3.
- Фридланд В. М. О латеритах северного Вьетнама. В кн. «Кора выветривания». Вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Sherman I. D., Matsusaka G. Occurrence of gibbsite nodules in the soils of the Kootou Family of kauai. J. Sediment Petrol. v. 35. 1965.

Геологический институт
Североуральские бокситовые рудники
Москва
Североуральск

Дата поступления
8.II.1967

УДК 553.492 (470.5)

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ БОКСИТОВ ЮЖНОГО ТИМАНА

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ, Ю. К. КРЫЛОВ

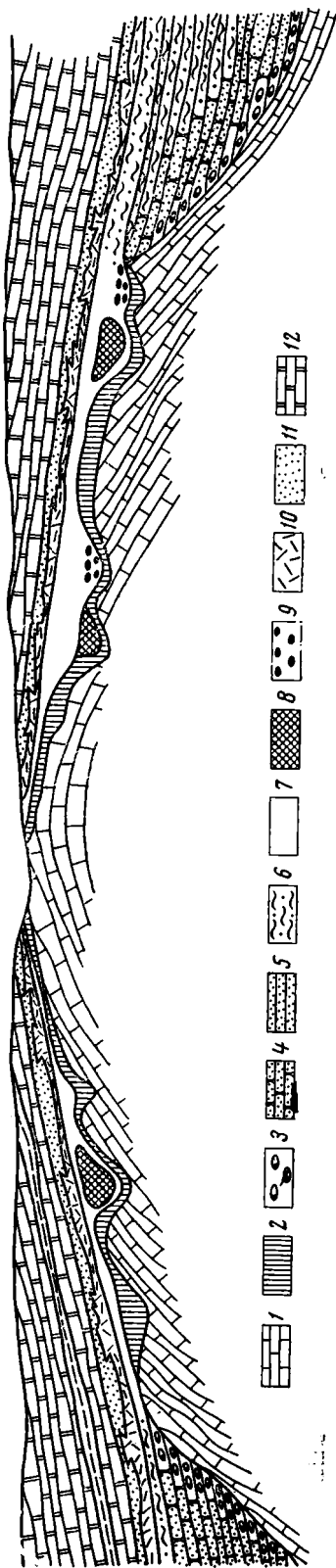
В статье показано, что бокситоносная пачка сложена каолинистыми аргиллитами, аллитами и бокситами преимущественно серого и светло-серого цвета. Возраст бокситоносных отложений — нижнетульский. Формирование бокситов происходило в основном на склонах пологих возвышений палеорельефа. Перед отложением нижнетульских бокситоносных отложений, гидрослюдистые «подбокситовые» глины подверглись латеритизации на возвышениях и каолинизации в заболоченных низинах. Благодаря механическому переотложению продуктов верхней зоны латеритного профиля выветривания, были сформированы котловинные залежи бокситов.

Бокситы, подбокситовые глины и известняки подошвы подверглись воздействию со стороны восстановительных кислых болотных вод, а в дальнейшем — восстановительных вод зоны катагенеза.

1. ВВЕДЕНИЕ

Признаки, указывающие на возможную бокситоносность нижнекаменноугольных отложений Южного Тимана, были известны еще в конце 30-х годов. В дальнейшем проблеме бокситоносности нижнекаменноугольных отложений Южного Тимана уделили много внимания И. Г. Добрынин, А. В. Иванов, В. А. Калюжный и другие. Интерес к этой проблеме особенно возрос после того, как в 1951 г. опорной скважиной № 1 (Зеленец) в нижнекаменноугольных отложениях были встречены бокситовые породы с кремневым модулем 1,4—3,4. В 1954—1955 гг. проводились специальные поисковые работы под руководством В. И. Горского-Кручинина (Сев.-Зап. ГУ). Параллельно исследования проводила партия ВИМС под руководством П. В. Орловой. Некоторые результаты изучения условий залегания, вещественного состава и генетических особенностей южнотиманских бокситов были опубликованы сравнительно недавно (Горецкий, 1960; Орлова, 1960). С 1961 г. Ухтинское ГУ проводит на Южном Тимане, в полосе выходов нижнекаменноугольных отложений, поисковые буровые работы, результаты которых позволяют существенно уточнить перспективы бокситоносности этого региона.

Как подтверждено поисково-разведочным бурением, визейские терригенные бокситоносные отложения Южного Тимана залегают с угловым несогласием на размытой поверхности верхнедевонских известняков, и лишь к востоку — в сторону Печорской синеклизы, в подошве визе появляются известняки турнейского яруса. Возраст терригенной части визе определен на основании палинологических определений, произведенных Е. К. Вандерфлит, как тульско-нижнеалексинский. Вверх по разрезу терригенные отложения визе перекрываются известняками и доломитами верхнеалексинского подгоризонта и доломитами окского, надгоризонта (фиг. 1).



Фиг. 1. Схематический геологический разрез через одну из бокситоносных антиклинальных структур Южного Тимана

Карбонатная толща нижнефаменского подъяруса: 1 — известняки, закарстованные в кровле. Терригенная толща нижнеизейского подъяруса: 2 — «подбокситовые» глины. Нижняя терригенная пачка: 3 — конгломераты, содержащие обломки алевритов и каолиновых пород; 4 — песчанки пологошапато-кварцевые с сидеритовым цементом; 5 — алевриты углистые и пестроцветные; 6 — алевритовые глины с прослоями алевритов. Бокситоносная пачка: 7 — бокситы, каолиновые глины и аргиллиты; 8 — алевриты; 9 — конгломераты-орекчи, углистая пачка; 10 — темно-серые алевриты; 11 — глины и алевриты. Карбонатная толща изейского яруса; 12 — доломиты верхнеалексинского — стешевского горизонтов

Обобщая результаты поисково-разведочного бурения, Ю. В. Крылов выделил два литолого-фациальных типа разрезов терригенной толщи: отложения, относящиеся к присводовому типу, формировались на пологих возвышениях рельефа, соответствовавших присловым участкам антиклинальных структур. Терригенная толща состоит из трех пачек, хорошо различимых визуально: бокситоносной, углистой и пестроцветной. Бокситоносная пачка представлена светло-серыми каолиновыми глинами, аргиллитами, аргиллитовидными аллитами и бокситами. Мощность ее 0,8—12,1, чаще — 3—5 м. Эта пачка перекрывается черными углистыми аргиллитами углистой пачки мощностью до 2 м, которые выше по разрезу сменяются углистыми глинами и глинистыми углистыми алевритами. Мощность углистой пачки крайне изменчива, так как углистые породы не простираются полностью или полностью замещаются глинисто-алевритовыми породами пестроцветной пачки. Общая мощность углистой и пестроцветной пачек 8—15 м (реже — до 25 м). Общая мощность терригенной толщи в изе в присловом типе разрезов составляет 12—30 м; увеличение ее происходит в направлении падения пород за счет углистой и пестроцветной пачек. Бокситоносная пачка имеет нижнетульский возраст, углистая и пестроцветная — верхнетульско-нижнеалексинский.

В крупных впадинах рельефа, соответствовавших осевым зонам синклинальных структур, разрез терригенной толщи отличается от описанного выше тем, что между бокситоносной пачкой и девонскими известняками вклинивается пачка песчано-глинистых отложений с увеличивающейся мощностью. Разрез нижней терригенной пачки изменчив.

В общем случае в ее основании залегает гравийно-мелкогалечный конгломерат, содержащий обломки бокситовых пород. Он образует линзовидно-выклинивающиеся прослои мощностью 0—10 м (чаще 0,3—0,6 м). Вверх по разрезу и по падению конгломерат постепенно замещается гравелитами и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, а последние — пестроокрашенными или углистыми глинистыми алевролитами и алевролитистыми глинами. Интересно отметить, что в грубозернистых песчаниках и гравелитах 20—30% объема составляют обломки белых и окрашенных каолиновых пород. Интенсивно развита вторичная цементация сидеритом. Часто наблюдается переслаивание перечисленных пород или выпадение некоторых из них (чаще песчаников и конгломератов) из разреза, что свидетельствует с неустойчивом режиме осадконакопления в период отложения пород нижней терригенной пачки.

Бокситоносная пачка в разрезах мульдового типа представлена теми же типами пород, что и в присводовых разрезах, но имеет ограниченное распространение (дальняя зона выклинивания), быстро замещающаяся в сторону погружения алевролитистыми глинами, аналогичным залегающим в верхней части нижней терригенной пачки. Бокситовые породы описанной зоны интенсивно сидеритизированы. Мощность бокситоносной пачки в разрезах второго типа изменяется от 0 до 5 м. Бокситы в составе бокситоносной пачки встречаются редко, хотя впервые для Южного Тимана были обнаружены именно в разрезе мульдового типа (скв. № 1, Зеленец). Верхняя часть разреза терригенной толщи визе (углистая и пестроцветная пачки) аналогична наблюдаемой в разрезах присводового типа. Общая мощность ее в разрезах мульдового типа составляет 20—100 м. Увеличение мощности происходит в направлении падения слоев в основном за счет нижней терригенной пачки. Залегание отложений визе — пологое, погружение поверхности девонских отложений составляет в зоне распространения присводового типа разрезов 0,5—1°, мульдового — 1—3°.

Отложения присводового типа разрезов протягиваются в виде полосы шириной до 5 км вдоль границы девона и карбона и в современном структурном плане приурочены к верхней части крыльев антиклинальных структур.

В пределах этой полосы бокситы образуют залежи котловинного типа, выполняющие резкие карстово-эрозионные понижения в дорудном рельефе. Котловины располагаются вдоль склонов древних тектонических поднятий и сформированы, видимо, под дренирующим влиянием близлежащих мульдообразных прогибов. К тому же следует учитывать, что на большей части водораздельного пространства известняки были покрыты маловодопроницаемым глинистым делювиальным чехлом, что обусловило преимущественное развитие карстовых процессов в придолинной зоне.

Наиболее высококачественные бокситы расположены в центральной части котловин, постепенно замещаясь вверх и вниз по разрезу, а также по направлению к бортам котловин аллитами и каолинитовыми аргиллитами. Бокситы обладают хорошо выраженной бобово-обломочной структурой, указывающей на механическую форму переноса.

Поскольку большинство бокситовых залежей расположено в пределах площади распространения присводового типа разрезов, именно эти площади следует считать наиболее перспективными для дальнейших поисков бокситовых месторождений. Площади распространения разрезов мульдового типа в отношении бокситоносности малоперспективны.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ И «ПОДБОКСИТОВЫХ» ГЛИН

В большинстве случаев бокситоносные отложения отделены от известняков подошвы непостоянным по мощности (0—3 м) прослоем зеленоватых, реже пестроцветных глин, подвергшихся в верхней части

каолиновому выветриванию. Контакт «подбокситовых» глин с бокситовыми породами не всегда четко выражен, так как во многих случаях в пограничной области и с той и с другой стороны залегают светлые, почти белые однородные каолиновые породы. Иногда в таких случаях в основании бокситоносных отложений можно наблюдать мелкие галечки, состоящие из белого каолина. В целом ряде других скважин соотношения между бокситовыми породами и «подбокситовыми» глинами выявляются гораздо определеннее: на размытой, местах почти до известняков, поверхности «подбокситовых» глин располагаются обломочные бокситовые породы. Принимая все это во внимание, можно полагать, что бокситовые породы залегают с размывом на «подбокситовых» глинах, а глины — с размывом на известняках.

На площади антиклинальных структур под бокситовыми отложениями визе бурением вскрыты нижние горизонты нижнего фамена, представленные брекчиевидными или «узловатыми» серыми или зеленоватыми преимущественно глинистыми известняками с тонкими и довольно частыми прослоями серых известковистых аргиллитов и линзами однородных светло-серых известняков.

Известняки, расположенные непосредственно у контакта с «подбокситовыми» глинами, имеют окраску, сходную с окраской глин. Пестроцветные глины граничат с розовыми и желтыми известняками, зеленоватые — с зеленоватыми известняками. На глубине окраска известняков становится серой, прослоями — светло-серой. Иногда зеленовато-серые известняки сменяются вначале розоватыми, а потом серыми. В известняках встречен гипс в форме мелких гнезд и тонких прожилков. Многообразие типов известняка, залегающих непосредственно ниже «подбокситовых» глин, по-видимому, обусловлено воздействием древнего выветривания и влиянием подземных вод. Подтверждается это тем, что с глубины 5—10 м от подошвы визе большинством скважин вскрываются обычные узловато-брекчиевидные серые известняки.

О химическом составе подрудных известняков и о содержании сингенетического известнякам нерастворимого остатка наиболее надежно можно судить по пробам, отобранным из светло-серых слабопиритизированных известняков, не содержащих микроскопически наблюдаемых трещин, заполненных глинистым материалом. Наиболее показателен, на наш взгляд, анализ, приведенный в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав известняка, залегающего в подошве бокситоносных отложений (скв. 243, глубина 104,5—104,9 м)

Компоненты	Содержание, %	Компоненты	Содержание, %	Компоненты	Содержание, %	Компоненты	Содержание, %
SiO ₂	1,62	K ₂ O	0,30	MnO	0,10	C _{орг}	0,21
TiO ₂	0,12	Na ₂ O	0,04	MgO	0,36	П.п.п.	42,10
Al ₂ O ₃	1,38	S	0,06	CaO	53,20	Сумма	99,82
Fe ₂ O ₃ вал	0,60	CO ₂	40,52				

В большинстве других случаев присутствие до 1,0% K₂O свидетельствует о заметной примеси глинистого материала.

Согласно полученным нами данным, содержание сингенетического известнякам нерастворимого остатка изменяется на бокситоносной площади от 0,5 до 2%, повышаясь, однако, в редких глинистых прослоях до 15%.

Глинистую «подбокситовую» пачку, непосредственно залегающую на известняках нижнего фамена, нет оснований рассматривать как элювиальную кору выветривания последних, ибо отсутствует характерный

профиль выветривания и не наблюдаются реликтовые структуры, обычные в таких случаях (Лисицына, 1958). Напротив, отмечаются признаки сильного влияния глинистых подбокситовых образований на известняки. Оно заключается в механическом привносе в известняки глинистого и тонкоалевритистого материала по сложной системе секущих трещин карстового происхождения. Заполнение трещин сопровождается метасоматическим замещением известняков глинистой массой. Как крайний результат такого процесса наблюдаются образования, напоминающие подрудную брекцию бокситовых месторождений, когда в глинистой массе «плавают» реликты известняка, ориентированные во многих случаях соответственно напластованию. Вероятно, это обычная карстовая брекчия растворения и замещения, аналоги которой образуются и в настоящее время на карстующихся известняках (Бушинский, 1965). У контакта известняков с «подбокситовыми» глинами присутствует зона фронтальной «глинизации». Глинистый материал вносился в известняки по сложной системе тончайших невыдержанных жилок, трещинок, ориентированных субпараллельно напластованию известняков, при одновременном растворении карбонатного материала. Известняки приобретают при этом зеленоватую окраску и сланцеватую текстуру. Одновременно с глинизацией развивается интенсивная пиритизация. Содержание нерастворимого остатка в «глинизированных» известняках повышается до 17%. Глинизация и пиритизация развиваются эпигенически, т. е. значительно позже отложения «подбокситовых» глин под воздействием восстановительных вод, просочившихся из лежащих выше углистых отложений.

3. СРАВНЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА «ПОДБОКСИТОВЫХ» ГЛИН И НЕРАСТВОРИМЫХ ОСТАТКОВ ИЗВЕСТНЯКОВ

Из табл. 2 видно, что состав «подбокситовых» зеленых глин (без K_2O и Na_2O) приближается к составу нерастворимых остатков известняка. Некоторые отличия в содержании SiO_2 и Al_2O_3 объясняются последующей каолинизацией «подбокситовых» глин. Для сравнения в таблице приведен состав типичных гидрослюдистых глин (по М. Ф. Викуловой).

Таблица 2

Химический состав «подбокситовой» глины и нерастворимых остатков известняка, %

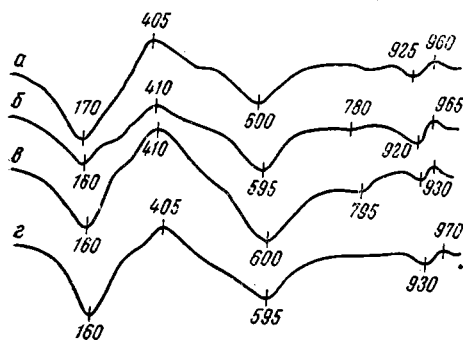
Краткая характеристика пробы и место отбора	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	S	П.п.п.	$-H_2O$	Сумма (без K_2O и Na_2O)
Зеленоватая «подбокситовая» глина, скв. 282, глубина, 60,5 м	47,0	1,34	22,9	8,73	2,80	1,73	0,4	8,3	4,01	92,87
Нерастворимые остатки известняка, скв. 231, глубина 53 м	53,0	0,78	18,1	8,30	2,73	1,18	1,2	7,9	4,35	92,00
Гидрослюдистая глина (Викулова, 1957)	51,21	0,33	21,23	8,16	4,24	1,29	—	7,23	4,36	93,30

Результаты полуколичественного спектрохимического анализа (табл. 3) позволяют судить о том, что содержания малых элементов в «подбокситовых» глинах близко соответствуют их содержаниям в нерастворимых остатках известняков. Во всех случаях при повышении содержания железа, главным образом в форме пирита, соответственно увеличиваются концентрации Mn, V, Cr, Ni, Zn.

Тяжелая фракция частиц диаметром $>0,01$ мм представлена в «подбокситовых» глинах и в известняках одним комплексом минералов, ха-

рактизирующих область сноса как регион развития пород метаморфического ряда (табл. 4).

Как видно из табл. 4, от известняков к глинам наблюдается повышение содержания лейкоксена при уменьшении содержания рутила и сфена, а также исчезновение наименее устойчивых минералов —



Фиг. 2. Дифференциальные кривые нагревания

а, б — нерастворимых остатков фаменских известняков; в, з — «подбокситовых» глин. Скорость нагрева — 20°/мин.

магнезиально-железистых слюд, хлоритов, кроме того, понижается содержание эпидота. Одновременно отмечается повышение относительных содержаний таких акцессорных минералов как циркон, турмалин, корунд. Зерна корунда мелко- и среднеалевритовой размерности обладают характерным для него острооскольчатым обликом и пятнистой сапфировой окраской.

Состав фракции 0,01—0,001 мм исследован термографическим методом. Дифференциальные кривые нагревания отчетливо под-

тверждают преимущественно гидрослюдистый состав нерастворимых остатков известняков и «подбокситовых» глин (фиг. 2). Обнаружены характерные для гидрослюд эндотермические эффекты с максима-

Таблица 3

Сопоставление содержаний некоторых малых элементов в «подбокситовых» глинах (1) и нерастворимых остатках известняков (2)

Содержание, %	Элементы	
	1	2
1—0,1	Ti	Ti
0,1—0,01	V, Mn, Cr, Ni	V, Cr, Ni
0,01—0,001	Mn, Zn, Cr, Pb, Ni	Mn, Zn, Cr, Pb, Ni
<0,001	Zn, Cr, Co	Zn, Pb, Co

ми в области 135—150, 580—600 и 880—920°. В ряде случаев наблюдаются экзотермические эффекты при температуре около 400° и эндотермические — при 780—810°, свидетельствующие о примеси тонкокристалличе-

Таблица 4

Минеральный состав тяжелых фракций (>0,01, %)

Минералы	Нерастворимые остатки известняков	«Подбокситовые» глины	Минералы	Нерастворимые остатки известняков	«Подбокситовые» глины
Циркон	15—40	28—35	Амфиболы	1,5—3,0	1,5—3,0
Рутил	10—20	8—14	Минералы группы эпидота-цоизита	15	8—14
Гранат	3—20	1,5—14	Флогопит	0,5	—
Турмалин	12—15	13—20	Ставролит	—	—
Дистен	5—8	0,5—2,5	Хлорит	0,5	—
Сфен	2	0,5	Корунд	0,5	0,5—2,0
Лейкоксен	20	20—28			

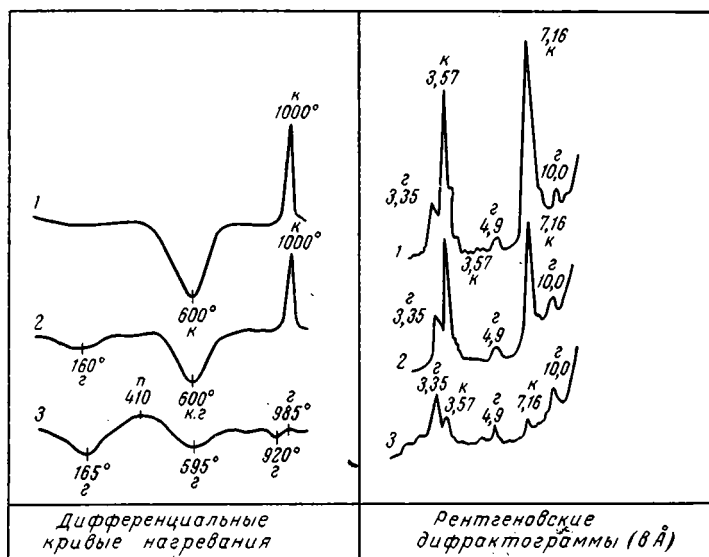
ского пирита. На некоторых термограммах есть экзотермический пик при 650—700°, принадлежащий, по-видимому, сидериту.

Фракции <0,001 мм исследовались на рентгеновском дифрактометре. Во всех случаях наблюдался преимущественно гидрослюдистый состав коллоидных фракций. В виде примеси присутствует гётит. В «подбокситовых» глинах отмечается также некоторое количество каолинита. Гидрослюда нерастворимых остатков известняков, как это установлено при съемке препаратов, насыщенных в парах этилен-гликоля, содержит 10—15% разбухающих слоев. В препаратах, полученных из «подбокситовых» глин, присутствует типичная диоктаэдрическая 10-ангстремовая гидрослюда.

Из приведенных выше данных можно сделать следующие выводы: «подбокситовые» глины возникли как глинистое заполнение трещин и неровностей рельефа в известняках в результате переотложения продуктов выщелачивания фаменских известняков. В итоге образовался делювиальный чехол, состоявший из красноцветных, существенно гидрослюдистых отложений и нивелировавший неровности рельефа. Этому процессу соответствовали условия относительной тектонической стабильности, существовавшие на Тимане в период, предшествовавший низейской трансгрессии.

4. КАОЛИНИЗАЦИЯ «ПОДБОКСИТОВЫХ» ГЛИН

Нижняя часть подбокситовой глинистой пачки, залегающая непосредственно на известняках, состоит из зеленоватых, реже пестроцветных гидрослюдистых глин с некоторой (5—15%) примесью



Фиг. 3. Вертикальная зональность минерального состава профиля выветривания «подбокситовых» глин, по данным ДТА и рентгеновской дифрактометрии (г — гидрослюда; к — каолинит; п — пирит). Номер кривой соответствует номеру зоны в табл. 5.

вторичного каолинита. Вверх глины становятся все более светлыми и замещаются у подошвы бокситоносной осадочной пачки белыми плотными, существенно каолинитовыми аргиллитами, содержащими реликтовую примесь гидрослюды. Изменения химического и минерального состава подбокситовых глин отражены в табл. 5 и на фиг. 3. В каолинитовых аргиллитах в незначительных количествах присутствует сво-

Изменение химического состава по профилю выветривания «подбокситовых» глин

№ зоны	Краткая литологическая характеристика	Количество проб	Компоненты (%)				$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	
1	Зона светло-серых аргиллитов, состав — каолинитовый с примесью гидрослюда или бемита	8	38,60—43,46	34,50—37,42	2,40—8,40	2,20—2,40	0,83—0,90
2	Зона серых и светло-серых зеленатоватых аргиллитов, состав — каолинитово-гидрослюдистый	10	39,48—42,95	29,42—35,30	2,40—10,70	2,02—2,40	0,73—0,82
3	Зона зеленатоватых, реже пестроокрашенных аргиллитов, состав — гидрослюдистый с примесью каолинита	8	39,19—44,98	22,42—31,48	4,20—8,80	1,24—2,14	0,52—0,72

бодный глинозем, что установлено ализариновой реакцией окрашивания по методу Л. А. Шмелева и подтверждается результатами химических анализов. В ряде случаев верхняя часть «подбокситовых» глин обогащена органическим веществом и окрашена в темно-серый цвет. По-видимому, здесь мы имеем дело со следами древнего заболачивания. Присутствующие в «подбокситовых» глинах реликты первоначальной красноцветной окраски свидетельствуют о широком развитии процессов оглеения, обусловленных как заболачиванием перед отложением бокситоносной пачки, так и эпигенетическим просачиванием вод из углистых отложений, залегающих выше бокситоносной пачки. С последним процессом связаны также пиритизация и сидеритизация подбокситовых глин.

Гидрослюдистая глина состоит из тонковолокнистого вещества с относительно высоким двуупреломлением ($Ng=1,595—1,600$). В результате каолинизации появляются сростки каолинитовых чешуек, обладающих «вермикулитообразной» структурой. Размеры этих выделений зависят от величины замещенных каолином чешуек гидрослюда или листочков мусковита. Наиболее четко процессы каолинизации гидрослюдистых глин прослеживаются на присутствующих в них относительно более крупных листочках мусковита. Первая фаза изменения приводит к гидратации мусковита, что выражается в расщеплении листочков. Затем гидрослюда замещается каолинитом с дальнейшим увеличением объема и появлением характерных вермикулитообразных сростков. Рентгеноструктурный анализ показал, что материал сростков обладает весьма совершенной каолинитовой структурой. Под микроскопом в каолинитовых сростках довольно часто наблюдаются реликтовые слои гидрослюда, резко выделяющиеся на фоне каолинита своим повышенным преломлением и двуупреломлением. В сростках, не содержащих подобных слоев, при больших увеличениях постоянно наблюдаются тонкодисперсные реликты гидрослюда, сгруппированные в линейновытянутые скопления мельчайших веретенообразных включений. Некоторые исследователи описывают подобные гидрослюдистые продукты, слагающие целиком или вместе с каолинитом призматические или вермикулитовые сростки, как «леверрьерит», считая его первым минералом иллитовой группы, обладающим вполне определенным химическим составом и характерными оптическими свойствами (Hoehne, 1957 и др.).

Г. Кульбицкий и П. Веттер (1957) полагают, что появление каолинитовых сростков не означает простого превращения слюды в каолинит, так как подобный процесс протекает без всякого разбухания. По их мнению, явления разбухания, наблюдающиеся при замещении диоктаэдрических слюд каолинитом, свидетельствуют о том, что в окружающей среде присутствовали подвижные ионы Al и Si, эпитактически нараставшие на поверхности каолинизированных слюд. Подобный процесс развивался в интервале времени между отложением глинистого ила и его консолидацией в породу. Как можно судить из приводимых литературных данных, леверрьерит и морфологически близкие ему вермикулитообразные сростки каолинита обнаружены в углях, в глинах, залегающих среди углей, в обогащенных органическим веществом карбонатных и глинисто-карбонатных породах, в озерных глинах и глинистых образованиях коры выветривания. Видимо, процесс изменения слюд в леверрьерит и затем в каолинит протекает в специфических условиях понижения pH, вызванного присутствием кислот органического происхождения. В нашем случае процесс каолинизации гидрослюд также развивался в кислой среде, обусловленной влиянием болотных вод и последующим просачиванием вод из лежащих выше отложений, обогащенных органическим веществом. В болотных водах присутствие Al и Si было обусловлено процессами латеритного выветривания на прилегающих к болотам участкам суши. Инфильтрационные воды приобретали Al и Si, просачиваясь через бокситоносные отложения.

ВЫВОДЫ

Формирование коры выветривания на «подбокситовых» глинах и связанное с этим бокситообразование можно рассматривать в такой последовательности:

1. В турнейско-ранневизейское время происходил размыв карбонатных отложений верхнего девона, связанный с общим подъемом территории Южного Тимана. Неровности сформировавшегося к концу этого времени рельефа были в значительной степени сnivelированы за счет перераспределения высвобождающегося при выщелачивании известняков глинистого материала. По-видимому, это были красноцветные делювиальные осадки, существенно гидрослюдистые по своему составу, формирование которых происходило в условиях засушливого жаркого климата.

2. Перед отложением тульского комплекса осадков, знаменующих начало визейской трансгрессии, вся территория Южного Тимана представляла собой плоскую равнину с незначительными повышениями к сводовым частям антиклинальных структур. Начало визейского времени ознаменовалось изменением климатической обстановки в сторону увеличения количества среднегодовых осадков, что привело к развитию влаголюбивой флоры и заболачиванию низин. На возвышенных участках, приуроченных к сводовым частям антиклинальных структур, происходило формирование латеритов, в заболоченных низинах развивалась каолинизация. Исходным алюмосиликатным материалом для выветривания явились делювиальные гидрослюдистые глины.

3. Созревание коры выветривания было прервано тектоническими подвижками небольшой амплитуды, что проявилось в некотором воздымании антиклинальных участков и появлении желобообразных углублений в осевых зонах синклинальных структур. Понижение местного базиса эрозии привело к следующему: 1) возобновлению карстообразования в известняковом цоколе; 2) локальным размывам коры выветривания и появлению характерных глинистых и аллитовых конгломерато-брекчий, 3) заполнению желобообразных углублений синклинальных структур грубозернистым материалом, принесенным изда-

лека (вероятно, с поднятий Тимана, сложенных метаморфическими породами).

4. Новый этап размыва, последовавший после некоторой стабилизации рельефа и заболачивания низин, глубоко затронул теперь уже зрелую латеритную кору выветривания и привел к накоплению бокситов, т. е. механически переотложенных продуктов верхней зоны латеритного профиля выветривания, а также аллитов и каолинитовых глин.

5. С началом отложения кроющей углистой пачки бокситоносные породы, подбокситовые глины и известняки подверглись воздействию со стороны подкисленных болотных вод, а в дальнейшем — восстановительных вод зоны катагенеза. В результате наблюдается почти полное обесцвечивание бокситоносных отложений и «подбокситовых» глин, обусловленное восстановлением и выносом железа. Часть восстановленного железа фиксируется в бокситовых породах в форме сидерита и сульфидов железа. Сидеритизации и пиритизации подвергались также «подбокситовые» глины и известняки.

6. При поступлении бокситоносных отложений в зону современного кислородного выветривания сульфиды окисляются, в связи с чем в бокситовых породах, «подбокситовых» глинах и известняках наблюдается отложение гипса.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Карст, содержащий бокситоносные отложения. Тр. Московск. о-ва испыт. природы. т. XV, М., 1965.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. Тр. Всес. н.-и. ин-та минеральн. сырья, вып. 5. Нов. серия, 1960.
- Орлова П. В. Закономерности размещения бокситоносных отложений в пределах Московской синеклизы. Минеральное сырье. вып. I, М., 1960.
- Кульбицкий Г., Веттер П. Изучение глинистых пород некоторых каменноугольных бассейнов западной периферии Центрального Французского массива. Реферативн. ж., Геология, № 2 (1642), 1957.
- Лисицына Н. А. Глинистые продукты выветривания пород палеозоя и докембрия в бокситоносных районах Северо-восточного Казахстана. В сб. Материалы совещания по исследованию и использованию глин. Изд. Львовск. ун-та, 1958.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин (под ред. М. Ф. Викуловой), Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Noehne K. Leverrierit in Kohlenflozen und seine Erkennung im Mikroanschliffbild. Geologie, v. 6, H. 2, 1957.

Геологический институт
Ухтинская геологоразведочная экспедиция
Казань, Ухта

Дата поступления
15.II.1966

УДК 553.64

СТЕПЕНЬ НАСЫЩЕНИЯ МОРСКОЙ ВОДЫ ФОСФАТАМИ ПО ДАННЫМ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ

А. С. МИХАЙЛОВ

По данным физико-химических расчетов, основной формой растворенных фосфатов в морской воде являются фосфаты кальция, на долю которых из среднего содержания фосфора 0,07 мг/л приходится 0,06 мг/л. Воды поверхностного горизонта современных морей обычно недонасыщены фосфатами, воды промежуточного горизонта и глубинные воды слегка пересыщены ими. Это объясняет, с одной стороны, сохранение от растворения фосфатных скелетных остатков организмов на океаническом дне в течение весьма длительного времени и, с другой — очень слабое развитие процессов осаждения фосфатов в настоящее время. Высокие концентрации фосфора (несколько миллиграммов в литре) в морских водах могут образоваться при снижении pH до слабокислых значений — меньше 7,0—6,5.

По признанной в настоящее время многими геологами гипотезе А. В. Казакова, фосфориты трактуются как физико-химические осадки морских водоемов. Процесс осаждения фосфатов при этом связывается с образованием пересыщенных фосфатами вод. Между тем в современных морских и океанических бассейнах во многих случаях, которые по этой гипотезе являются благоприятными для осаждения фосфатов, образования фосфоритов не наблюдается (Страхов, 1954). Для объяснения этих фактов так же, как и для выяснения возможного механизма образования фосфоритов в морских бассейнах весьма важное значение имеет определение степени насыщенности вод фосфатами, т. е. возможности химического осаждения последних.

Попытки определения степени насыщенности морских и океанических вод фосфатами предпринимались ранее рядом исследователей. Для этого использовались как расчеты (Dietz, Emery, Shepard, 1942), так и экспериментальные данные (Смирнов, 1958; Рожкова и др., 1962; Дмитренко и Павлова, 1962).

При этом сделанные разными авторами оценки насыщенности морских и океанических вод чрезвычайно противоречивы (Страхов, 1960; Бушинский, 1954; Казаков, 1950; Dietz, Emery, Shepard, 1942).

Расчеты Дитца являются слишком приближенными и в настоящее время могут иметь лишь исторический интерес. Экспериментальные же определения насыщенности морских вод фосфатами связаны с большими трудностями и до сих пор далеки от удовлетворительного завершения. Это в значительной степени объясняется тем, что фосфаты в растворах склонны к формированию метастабильных равновесий, которые могут существовать длительное время.

Образование пересыщенных растворов фосфатов и метастабильных фаз, время существования которых может намного превышать длительность экспериментов, является серьезной помехой получения правильных результатов.

О. И. Дмитренко и Г. А. Павлова (1962), например, заканчивают описание результатов своих экспериментов следующими словами: «Вследствие химического взаимодействия между средним фосфатом кальция и соединениями, входящими в состав морской воды, а также вероятного пересыщения морской воды фосфатами, определение степени насыщенности морской воды фосфатами является делом значительно более сложным, чем определение степени насыщенности фосфатами других солевых растворов и требует дальнейшей экспериментальной работы» (стр. 113). По этой причине для решения данного вопроса в качестве первого приближения к истине целесообразно использовать и физико-химические расчеты. В эти расчеты, очевидно, должны быть внесены поправки, учитывающие действия всех параметров, влияющих на общую концентрацию растворенного в морской воде фосфора.

Главнейшие из них следующие: 1) поправка к общей сумме фосфора на часть, связанную в растворенном органическом веществе; 2) поправка к общей сумме фосфора на часть, связанную в комплексных соединениях; 3) поправка на гидролиз фосфат-ионов; 4) поправка на влияние растворенных электролитов морской воды.

Поскольку в морской и океанических водах среднее содержание железа и алюминия оценивается цифрой около 0,01 мг/л (Гольдберг, 1963), а кальция — 400 мг/л, т. е. цифрой в десятки тысяч раз большей, практически весь растворенный неорганический фосфор, не связанный в комплексные соединения, должен находиться в форме фосфатов кальция. Справедливость этого заключения подтверждается также непосредственными наблюдениями, которыми установлено, что равновесной с морской и океаническими водами твердой фазой фосфатов являются гидроксилapatит и фторapatит. Поэтому при определении насыщенности океанических вод фосфатами необходимо рассматривать растворимость именно этих соединений.

Экспериментальными работами многочисленных исследователей установлено, что растворимость гидроксилapatита обычно несколько больше, чем скрытокристаллического или коллоидного фторapatита, но эта разница невелика, в силу чего выпадение фосфат-ионов в виде первого или второго соединения зависит в основном от содержания фтора в растворе. Поэтому не будет большой ошибки, если при определении насыщенности океанической воды исходить из растворимости гидроксилapatита.

Используя произведение растворимости гидроксилapatита, необходимо знать активности кальция, фосфат-ионов и гидроксила в растворе. Активности главных растворенных компонентов морской воды определены в настоящее время достаточно точно (Гаррелс, Томпсон, 1962):

$$\begin{aligned} a_{\text{Ca}^{2+}} &= 10^{-0,22}, & a_{\text{Na}^{+}} &= 10^{-0,45}, & a_{\text{Ca}^{2+}} &= 10^{-2,58}, \\ a_{\text{Mg}^{2+}} &= 10^{-1,77}, & a_{\text{SO}_4^{2-}} &= 10^{-2,75}, & a_{\text{HCO}_3^{-}} &= 10^{-3,01}, \\ a_{\text{CO}_3^{2-}} &= 10^{-5,33}, & a_{\text{H}^{+}} &= 10^{-8,1}. \end{aligned}$$

Содержание растворенного фосфора в форме фосфат-ионов разной степени гидролиза в общем случае не равно аналитически определенному содержанию суммы фосфора в растворе. Это происходит вследствие того, что часть растворенного фосфора в действительности оказывается связанной в виде труднодиссоциирующих комплексных соединений и в составе растворенного органического вещества. А эта часть не оказывает воздействия на равновесие реакций, и растворимость твердой фазы и при расчетах из общей суммы фосфора должна быть исключена. Прежде всего оценим количество фосфора в составе растворимого органического вещества и комплексных соединений.

Количество растворенного органического вещества в поверхностных горизонтах морских и океанических вод в пересчете на углерод колеблется от 0,2 до 3,0 мг/л (Гольдберг, 1963; Бруевич, 1965); в среднем 1,5 мг/л (Лисицын, 1960). В глубинных водах содержание растворенного органического вещества часто падает до аналитического нуля (Бруевич, 1966). Принимая, по А. П. Виноградову, среднее содержание углерода в организмах животных и растений равным 18%, а содержание фосфора в них равным 0,1% и, учитывая, что большая часть фосфора животных организмов представлена минеральными формами и сосредоточена в скелетах, получим отношение фосфора к органическому углероду в растворенном органическом веществе равным $\frac{1}{180}$. На осно-

вании этих исходных данных нетрудно вычислить, что среднее содержание элементарного фосфора, связанного в растворенном в морской и океанических водах органическом веществе, составляет от 0,001 до 0,02 мг/л (в среднем 0,008 мг/л).

В общем случае количество растворенного органического вещества больше в поверхностных водах, чем в глубинах, где оно падает часто до нуля; больше в окраинных морях, чем в центральных частях океана. Так, в поверхностных водах Тихого океана (глубина 0—50 м) содержание фосфора в растворенном органическом веществе достигает 50% и более от суммарного содержания растворенного фосфора и с глубиной резко уменьшается; поэтому на глубине 1000 и более м оно в большинстве разрезов приближается к нулю (Бруевич, 1966). Несмотря на то, что в поверхностных водах фосфор растворенного органического вещества в ряде случаев играет некоторую роль в балансе растворенных фосфатов, в среднем для Мирового океана, как показывает расчет, роль его незначительна.

Оценим попутно содержание фосфора, находящегося во взвешенном органическом веществе. При среднем содержании взвешенного органического материала в морской и океанической водах около 1 мг/л, органический углерод в нем составляет примерно от 5 до 20%, т. е. от 0,05 до 0,2 мг/л (Лисицын, 1960). Поскольку часть скелетных остатков планктонных организмов сохраняется и во взвешенном органическом веществе, отношение фосфора к углероду для взвесей будет больше, чем для растворенного органического вещества (около 2:180—3:180). При этих условиях содержание фосфора во взвешенном в океанической и морской водах органическом веществе оказывается равным 0,001—0,002 мг/л, что составляет в среднем 1,5—3% от общей суммы фосфора.

Фосфор при определенных условиях может легко связываться в комплексные соединения. Очевидно, при определении растворимости фосфатов необходимо учитывать возможность комплексообразования и вычитать фосфор, связанный в труднодиссоциирующих комплексах, из общей суммы растворенного фосфора. Наиболее распространенными комплексными соединениями фосфора являются гетерополикислоты, образующиеся, когда кроме P_2O_5 в растворе находятся и другие кислотные ионы, сформированные некоторыми элементами V и VI групп периодической системы: ванадием, молибденом, вольфрамом, ураном, хромом (Ван Везер, 1962). Для получения гетерополикислот и их солей требуется несколько молей кислотных окислов перечисленных элементов на один моль P_2O_5 .

Это обстоятельство позволяет оценить предельное количество фосфора, связанного в гетерополикислотах. По данным Э. Д. Гольдберга (1963), содержание в морской воде составляет (мг/л): хрома — 0,00005; молибдена — 0,01; вольфрама — 0,0001; урана — 0,003; ванадия — 0,002. Эти данные показывают, что в морской воде в балансе фосфора ощутимую роль могут играть лишь гетерополикислоты фосфора с молибденом.

и в меньшей мере с ванадием. Расчет показывает, что даже если считать весь молибден и весь ванадий, содержащиеся в морской воде, связанными в гетерополикислотах фосфора, то последнего на это понадобится не более $0,0015 \text{ мг/л}$. Это верхний предел; в действительности же, несомненно, в гетерополикислотах связана лишь часть рассчитанного таким образом количества фосфора — не более $0,0005—0,0007 \text{ мг/л}$.

Что касается возможности вхождения фосфора в другие комплексы, то, учитывая их химические свойства и условия образования, можно делать вывод, что заметного влияния на баланс фосфора в морской воде они оказать не могут. Так, пирофосфаты при значениях pH 7—8,5 могут содержаться в количестве на много порядков меньше равновесного содержания PO_4^{3-} , то же относится и к цепным фосфатам (Ван Вазер, 1962). Для образования ощутимых количеств галогенокислот фосфора и их производных в морской воде, вероятно, нет подходящих условий. Таким образом, суммарное количество фосфора, связанное в комплексных соединениях в морской и океанических водах, в среднем меньше $0,0005—0,0007 \text{ мг/л}$.

Итак, мы имеем следующие исходные данные для расчетов равновесного содержания суммы фосфора в морской и океанической водах, а также насыщенности ее фосфатами (средние содержания) суммарного растворенного фосфора — $0,07 \text{ мг/л}$ (Гольдберг, 1963; Бруевич, 1966); фосфора, связанного с растворенным органическим веществом — $0,008 \text{ мг/л}$; фосфора во взвешенном органическом веществе — $0,001—0,002 \text{ мг/л}$, в гетерополикислотах и других комплексных соединениях — $<0,0007 \text{ мг/л}$.

Сумма фосфора в органическом веществе и комплексных соединениях $\approx 0,01 \text{ мг/л}$.

Среднее содержание фосфора в форме неорганических фосфатов — $0,06 \text{ мг/л}$.

Перейдем к рассмотрению влияния собственного физико-химических параметров на растворимость гидроксилapatита: значение pH, определяющего гидролиз фосфат-ионов, состава pH определяющей системы, концентрации кальция, концентрации растворенных электролитов.

Значение pH морских и океанических вод могут колебаться в пределах 6,0—10,1 (Баас Бекинг и др., 1963); в открытом океане — 7,7—8,3 (Сметанин, 1963; Бруевич, 1966), а чаще в пределах 7,9—8,2. В среднем значение pH морских и океанических вод оценивается равным 8,1 (Гаррелс, 1962; Sverdrup, 1942).

Непосредственное влияние pH на растворимость гидроксилapatита учитывается потому, что в произведение растворимости последнего в качестве сомножителя входит концентрация гидроксильных ионов. Кроме того, pH оказывает влияние на соотношение анионных форм фосфатов, подвергающихся в растворах гидролизу.

Количественные соотношения различных ионных форм фосфатов вследствие гидролиза фосфат-ионов могут быть рассчитаны по методу, предложенному В. Г. Чухланцевым и С. И. Степановым (1956). Такие расчеты показывают, что при pH=8,1 содержание иона PO_4^{3-} составляет менее десятитысячной части от общей суммы растворенных фосфатов. Точное значение доли ионов PO_4^{3-} в общей сумме фосфора, являющееся поправкой для перехода от иона PO_4^{3-} к сумме растворенных неорганических фосфатов при pH=8,1, составляет $10^{-4,3}$.

Определяющими pH-компонентами в морских и океанических водах являются карбонаты кальция. Влияние этих соединений учитывается за счет вхождения активности кальция сомножителем в произведение растворимости гидроксилapatита.

Влияние растворенных электролитов до значений ионной силы растворов 0,1 может быть учтено через коэффициенты активности, вычис-

лением по формуле Дебая — Гюккеля. Для морской воды, имеющей ионную силу 0,7 (Краускопф, 1963), непосредственные расчеты коэффициентов активности невозможны. Тем не менее, с некоторыми погрешностями влияния электролитов на растворимость фосфатов в морской воде может быть оценено, если базироваться на понятии о среднем коэффициенте активности (Латимер, 1954).

Из таблицы В. М. Латимера вытекает, что средние коэффициенты активности в растворах одной и той же ионной силы зависят в основном от количества образующихся в растворе ионов и их зарядов рассматриваемого соединения.

Так, для растворов с ионной силой $M=0,7$, т. е. соответствующих по этому параметру океанической воде, средние коэффициенты активности солей типа A^+B^- оставляют около 0,7, типа $A^2+B_2^-$ и $A_2^+B^{2-}$ около 0,4, типа $A^{2+}B^{2-}$ — около 0,12. Эти значения за некоторыми исключениями колеблются в небольших пределах, что дает достаточное основание для применения их в расчетах. Для солей типа $(A^{3+})_2(B^{2-})_3$, т. е. соответствующих по составу трехзамещенному фосфату кальция, в таблице В. М. Латимера приведен один пример для $La_2(SO_4)_3$, при этом средняя активность этой соли при $M=0,7$, если применить интерполяцию, оказывается равной около 0,01. Исходя из сущности понятия среднего коэффициента активности соли (в растворах с ионной силой 0,7), произведение растворимости должно быть умножено на следующие коэффициенты (Краускопф, 1963):

$$\begin{aligned} \text{для солей типа } A^+B^- &\times \frac{1}{(0,7)^2}; \\ \text{» » » } A^2+B_2^- \text{ и } A_2^+B^{2-} &\times \frac{1}{(0,4)^3}; \\ \text{» » » } A^{2+}B^{2-} &\times \frac{1}{(0,12)^2}; \\ \text{» » » } (A^{3+})_2(B^{2-})_3 \text{ и } (A^{2+})_3(B^{3-})_2 &\times \frac{1}{(0,01)^5}. \end{aligned}$$

В первом приближении для гидроксилapatита коэффициент к произведению растворимости можно взять такой же, как для трехзамещенного фосфата кальция, т. е. $\frac{1}{(0,01)^5}$.

Таким образом, поправка к произведению растворимости гидроксилapatита при ионной силе морской воды $M=0,7$ будет равна

$$\frac{1}{(0,01)^5} = 10^{10}.$$

Значение произведения растворимости гидроксилapatита по Ван Везеру (1962) равно $10^{-57,5}$, т. е.

$$[Ca^{2+}]^5 [PO_4^{3-}]^3 [OH^-] = 10^{-57,5}$$

Отсюда:

$$[PO_4^{3-}] = \sqrt[3]{\frac{10^{-57,5}}{[Ca^{2+}]^5 [OH^-]}}.$$

Вводя поправку на гидролиз фосфат-ионов, при $pH=8,1$, равную $10^{-4,3}$, и поправку к произведению растворимости на ионную силу мор-

ской воды, равную 10^{10} , и заменяя концентрацию ионов PO_4^{3-} суммарной концентрацией фосфат-ионов, получаем

$$[\Sigma\text{P}] \cdot 10^{-4,3} = \sqrt[3]{\frac{10^{-57,6} \cdot 10^{10}}{[\text{Ca}^{+2}]^5 [\text{OH}^-]}}$$

где ΣP — сумма фосфора в растворе.

Подставляя содержания кальция ($0,4 \text{ г/л} = 10^{-2} \text{ моль/л}$) и гидроксильных ионов в морской воде в формулу и производя арифметические действия, получаем:

$$\Sigma\text{P} = 10^{-6,2} \text{ моль/л} = 0,02 \text{ мг/л.}$$

Таким образом, равновесное с гидроксилapatитом содержание фосфора в морской воде для принятых средних значений физико-химических параметров составляет $0,02 \text{ мг/л}$.

Как известно, морские и океанические бассейны не являются строго однородными по физико-химическим параметрам системами. Свердруп, Джонсон и Флеминг (Sverdrup, Johnson, Fleming, 1942) по содержанию фосфора в вертикальном разрезе водной массы океанов выделяют четыре горизонта:

а) горизонт поверхностных вод до глубины 50 м, обедненный углекислотой вследствие жизнедеятельности организмов, с содержанием фосфора от биологического нуля (1 мг/м^3) до $10\text{—}20 \text{ мг/м}^3$;

б) переходный горизонт 50—500 м, в котором содержание фосфора увеличивается с глубиной до 50 мг/м^3 , а степень насыщенности углекислотой, вероятно, близка к равновесной с атмосферой;

в) горизонт 500—1500 м с максимальными концентрациями фосфора до $150\text{—}200 \text{ мг/м}^3$ и резко повышенным, также максимальным содержанием углекислоты, вследствие протекающего здесь распада поступающих сверху остатков планктонных организмов (Страхов, 1960);

г) горизонт глубинных вод от 1500 м до дна, в котором содержание фосфора мало зависит от глубины и обычно несколько меньше, чем в предыдущем горизонте.

Последующие более детальные исследования содержаний фосфора в водах Тихого океана (Бруевич, 1966) и других бассейнов в принципе подтвердили такое деление водных масс по содержанию фосфора, углекислоты и некоторых других компонентов. Однако установлено, что мощности отдельных горизонтов и глубина их залегания могут резко колебаться в различных разрезах.

В связи с дифференциацией водных масс океана по содержанию растворенной углекислоты изменяется и такой важный параметр, как рН, регулирующий растворимость фосфатов. Очевидно, с повышением парциального давления углекислоты и с увеличением ее концентрации в растворенном виде рН будет уменьшаться.

Аналогичные расчеты для других значений рН морской воды дают цифры равновесного содержания фосфора, приведенные в таблице. При этих вычислениях принималось постоянное содержание кальция всех значений рН, равное $0,4 \text{ г/л}$ (среднее содержание в морской воде). Если же морская вода при уменьшении рН будет находиться в равновесии с кальцитом, то содержание растворенного кальция будет возрастать, особенно при рН ниже 7,0. Это скажется на уменьшении равновесного содержания фосфора в растворе. Поэтому цифры приведенной таблицы верны для случая, когда в донных отложениях отсутствуют карбонаты кальция; в случае же присутствия последних концентрация фосфора в морской воде при рН=6 значительно снизится и будет составлять всего $2\text{—}5 \text{ мг/л}$.

Необходимо отметить, что снижение рН морской воды может быть вызвано поступлением сильных кислот, а не только увеличением парциального давления углекислого газа.

Используя методы расчета карбонатных равновесий (Гаррелс, 1962), можно оценить величину парциального давления углекислого газа при определенных значениях рН. Так, в растворе кальцита в чистой воде $pH=7,5$ достигается при парциальном давлении углекислого газа около $5 \cdot 10^{-3}$ атм, $pH=7,0$ — при $3 \cdot 10^{-2}$ атм, $pH=6,0$ при давлениях около 1 атм. Напомним, что парциальное давление углекислого газа в атмосфере равно в среднем $3 \cdot 10^{-4}$ атм.

Равновесные с гидроксилapatитом содержания растворенного фосфора в морской воде при различных рН

(при постоянном содержании кальция 0,4 г/л)

рН	Равновесное содержание фосфора			рН	Равновесное содержание фосфора		
	мол/л	мг/л	мг/м ³		мол/л	мг/л	мг/м ³
6,0	$10^{-2,38}$	129,3	129 300	8,5	$10^{-6,83}$	0,005	5
7,0	$10^{-4,50}$	0,98	980	9,0	$10^{-7,51}$	$1 \cdot 10^{-3}$	1
7,5	$10^{-5,28}$	0,16	160	10,0	$10^{-8,85}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	0,043
8,0	$10^{-6,13}$	0,023	23				

Парциальное давление углекислого газа в океанических водах на глубинах 2000—4000 м (Бруевич, 1966) оценивается цифрами $5-7,5 \cdot 10^{-4}$ атм при значениях рН 7,8—7,95 (кроме районов Атлантического океана по 50° с. ш., где эти параметры равны: $P_{CO_2}=3-3,5 \cdot 10^{-4}$ атм и $pH=8,1-8,15$).

Приведенные материалы и данные расчетов позволяют сделать следующие выводы:

1. Расчеты показывают, что основной формой растворенных фосфатов в морской и океанической воде являются фосфаты кальция. Если считать среднюю концентрацию фосфора в морских водах равной 0,07 мг/л, то на долю фосфора, находящегося в составе растворенного органического вещества и неорганических комплексных соединений, приходится в среднем 0,01 мг/л, остальные 0,06 мг/л фосфора представлены главным образом фосфатами кальция.

2. Если принимать среднее значение параметров для морских и океанических вод $pH=8,1$, содержание кальция 0,4 мг/л, содержание фосфатов кальция 0,06 мг/л, то, согласно расчетам, они должны быть пересыщены фосфатами. Весьма вероятно, что при этом несколько завышено среднее значение рН, поскольку большинство наблюдений рН произведено в поверхностном слое морских и океанических бассейнов, что привело к некоторому завышению оценки степени насыщенности морских вод фосфатами.

Как бы то ни было, даже, если принять во внимание все возможные погрешности расчетов и неточности в принятых при расчетах в качестве исходных средних значениях параметров, и изменение последних в различных по глубинам горизонтов, конечный вывод изменяется мало: морские и океанические воды в среднем слегка пересыщены и близки к насыщению фосфатами. При этом степень насыщения различных горизонтов вод несколько различна: воды поверхности горизонта обычно недонасыщены фосфатами, воды промежуточного горизонта и глубинные воды слегка пересыщены ими.

Такое состояние насыщенности разных горизонтов морских и океанических вод объясняет, с одной стороны, сохранение от растворения фосфатных скелетных остатков организмов на океаническом дне, не-

смотря на то, что они находятся в контакте с океанической водой в течение весьма длительного времени (десятки, а иногда и сотни тысяч лет), с другой,— очень слабые признаки осаждения фосфатов на дне современных морей и океанов, наблюдающиеся очень редко и на ограниченных по площади участках.

3. Высокие концентрации фосфора (несколько мг/л) в морских водах могут образовываться при снижении pH до слабокислых значений, меньше 7,0—6,5. Чтобы достичь этого, необходимо поступление растворов сильных кислот (серной, соляной) или резкое увеличение парциального давления углекислого газа до значений около 1 атм. Эти условия могут быть обеспечены за счет вулканической деятельности; резкое увеличение парциального давления углекислого газа может быть достигнуто также при интенсивном разложении органического материала, особенно в водах донных осадков. Впрочем, понижение pH не единственный путь, который может привести к повышению концентраций фосфора в морских водах, однако более подробное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

- Баас-Бекинг Л. Г., Каплан И. Р. и Мур Д. Пределы pH и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. Геохимия литогенеза. Изд. иностр. лит., 1963.
- Бруевич С. В. и др. В сб. «Химия водной толщи Тихого океана. Тихий океан». «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 156. АН СССР, 1954.
- Ван Везер. Фосфор и его соединения. Изд. иностр. лит., 1962.
- Гаррелс Р. Минеральные равновесия. Изд. иностр. лит., 1962.
- Гольдберг Э. Д. Геохимия моря. Сб. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.
- Дмитренко О. И., Павлова Г. А. О химии фосфора в море. Тр. Ин-та океанол., т. LIV, 1962.
- Краускопф К. Б. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде. Сб. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.
- Латимер В. М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. Изд. иностр. лит., 1954.
- Сметанин Д. А. Некоторые черты меридионального распределения химических характеристик в Тихом океане. Проблемы химии моря. Тр. Ин-та океанол., т. IV, Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах, Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2, Изд. АН СССР, 1960.
- Чухланцев В. Г., Степанов С. Н. Растворимость фосфатов уранила и тория. Ж. неорг. химии, 1956, т. I, вып. 3.
- Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor off Southern California. Bull. Geol. Soc. America, v. 53, 1942.
- Garrels R. M., Thompson M. E. A chemical model for sea water at 25°C and one atmosphere total pressure. Amer. J. Sci., No. 1, 260, 1962.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. The oceans. N. Y., 1942.

СНИИГГИМС
Новосибирск

Дата поступления
9.VI.1966

УДК 553.64 (571.56)

ФОСФОРИТЫ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА НА СЕВЕРЕ ПРИВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА *

Р. А. БИДЖИЕВ, Н. М. КОРОЛЕВА, Н. А. СОЛОВЬЕВА

На севере Приверхоянского прогиба установлено широкое распространение желваковых фосфоритов, в основании волжского яруса.

В статье доказывается, что привнос фосфатов на «фосфатный шельф» происходил под действием течений из океанических глубин, а не реками с континента. Широкое развитие в Арктике волжских желваковых фосфоритов в ассоциации с глауконитом, залегающих в основании трансгрессивной серии, позволяет выделить волжскую бореальную глауконитово-фосфоритовую формацию.

Фосфориты и фосфатсодержащие породы на севере Приверхоянского прогиба известны в кембрии, карбоне, перми, триасе, нижней юре, нижнем мелу (Коробицина, 1966; Родин, 1964; Тучков, 1966). Как показали геологосъемочные работы последних лет Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ), наиболее распространенными по площади являются фосфориты базальных слоев волжского яруса.

1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОСФОРИТОВ В ВОЛЖСКИХ СЛОЯХ

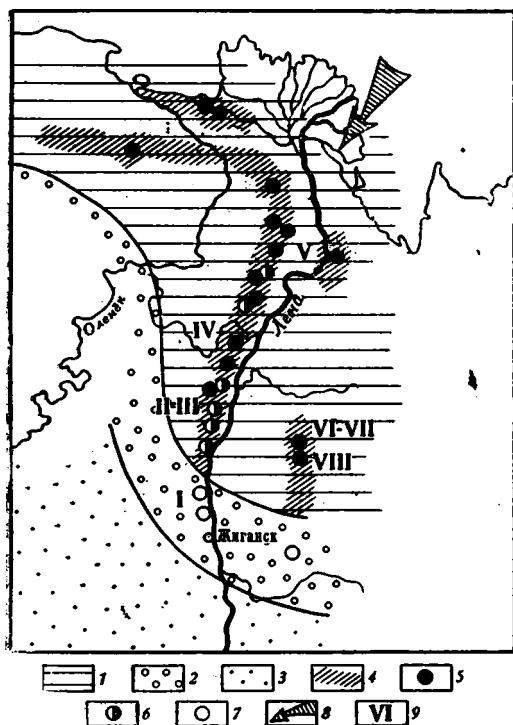
На севере прогиба, в его внешней зоне, волжские фосфориты желвакового типа были найдены геологами ВАГТ еще в 1959 г. на междуречье Лены, Молодо и Моторчуна (реки Кюрюк, Согоруу-Сасарангнаан, Огоньор-Юрэгэ и др.). В последующие годы полоса их распространения во внешней зоне была расширена до 200 км. В 1965 г. геологи ВАГТ (Л. М. Натапов, Р. А. Биджиев, Н. Б. Сибирцева, М. Н. Егорова) обнаружили желваковые фосфориты также в основании волжского яруса, но уже во внутренней зоне Приверхоянского прогиба, на реках Сыпча и Саята (бассейн р. Мэнгкэрэ).

Таким образом, была установлена обширная площадь распространения базальных волжских фосфоритов на севере прогиба (фиг. 1). С севера на юг степень фосфатности базальных волжских слоев постепенно снижается и примерно на широте пос. Жиганск и р. Бэгидьээн фосфаты в них почти отсутствуют, если не считать редких зерен в основании волжского яруса на реках Сэймчээн, Кучу, Бэкэх, Тирхэтээх.

На севере Приверхоянского прогиба волжские слои залегают со стратиграфическим несогласием на глубоко размытой поверхности батских, келловейских и нижнеоксфордских пород и часто на жорах их выветривания. Базальные слои состоят из конгломератов, песчаников-конгломератов, алевролитов и песчаников, содержащих редкие гальки (породы типа «пудингов»). Мощность базальных слоев изменяется от 0,3 до 0,8 м во внешней зоне прогиба, достигая 8—10 м во внутренней (фиг. 2).

* Минералогическая характеристика фосфатов и глауконита дана Н. М. Королевой, петрографическая — Н. А. Соловьевой, остальной текст написан Р. А. Биджиевым.

Повсюду базальные слои содержат в том или ином количестве либо гальку и желваки фосфоритов, либо только гальку фосфоритов и фосфоритовых песчаников, либо только желваки фосфоритов, причем установить, на каких конкретных участках площади больше тех или иных разновидностей фосфоритов и фосфатсодержащих пород, оказалось довольно трудно. Можно лишь отметить, что с севера на юг наряду с уменьшением фосфатоносности пород падают и содержания фосфоритов желвакового типа, к югу увеличивается содержание галек фосфоритов



Фиг. 1. Распространение волжских фосфоритов на севере Приверхоянского прогиба

1—«фосфатный» шельф; 2—«бесфосфатный» шельф (сублитораль); 3—прибрежная равнина; 4—фосфатсодержащие отложения волжского яруса; 5—желваки фосфоритов; 6—гальки фосфоритов; 7—гальки, не содержащие фосфоритов; 8—предполагаемый первичный источник фосфатов; 9—номер колонки на фиг. 2

0,3—0,5 м представлены крупногалечным конгломератом, состоящим в основном из галек и мелких валунов фосфоритов и фосфоритовых песчаников (до 60%)¹, размер их изменяется от 3 до 10—14 см. Вместе с гальками собрано много желваков фосфоритов крупного размера (7—15 см). Цементом является неотсортированный разномелкозернистый аркозовый песчаник с карбонатным и фосфатным цементом, количество которого иногда достигает 10—12%.

Южнее (р. Огоньор-Юрэгэ) преобладают мелкие и средние гальки фосфоритовых песчаников (2—4 см), мало галек фосфоритов, желваки отсутствуют (см. фиг. 2, II). Еще южнее, на р. Лене, ниже устья р. Мэнгкэрэ, И. И. Тучков (1966) обнаружил фосфоритоносный пласт, представленный конгломератом (0,8 м), содержащим гальку (от 1—2 до

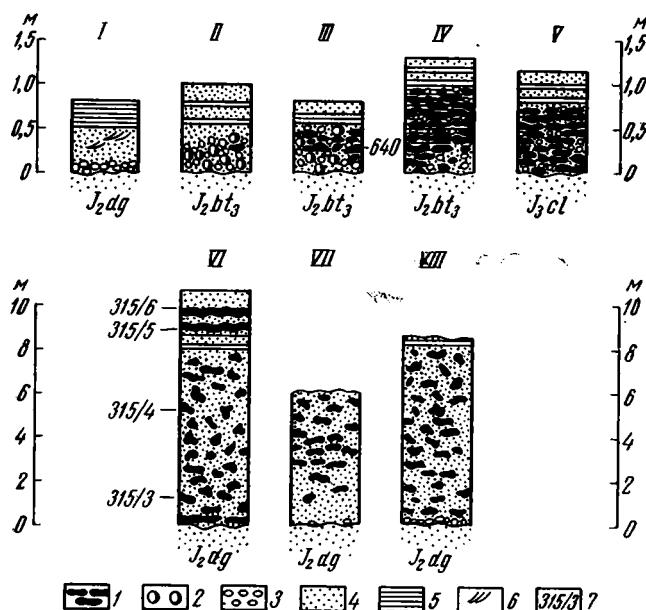
и фосфоритовых песчаников, а еще южнее (пос. Жиганск) исчезают и они (см. фиг. 2, I); к северу же, наоборот, увеличивается количество желваков (реки Кюрюк, Элизтибийэ). Несмотря на эту общую закономерность, в распределении типов фосфоритов и фосфатсодержащих пород чаще всего мы имеем дело с гальками и желваками, встречающимися вместе, иногда они расположены друг над другом (реки Сыпча, Саята), иногда замещают по простиранию друг друга (реки Согоруу-Сасарангнаан, Ертех, Суордах).

Во внешней зоне прогиба строение фосфоритсодержащих слоев в основании волжского яруса изучено в 253 пунктах; оно оказалось различным. Так, на р. Согоруу-Сасарангнаан (см. фиг. 2, III, фиг. 3), где фосфоритовые слои хорошо обнажены и выражены особенно отчетливо (0,5—0,8 м), нижние 0,2—0,3 м сложены главным образом серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, содержащими редкие и мелкие гальки (3—5 см) фосфоритов и фосфоритовых песчаников, верхние

¹ Остальную часть галек составляют породы экзотического происхождения (кремни, кремненные породы и др.).

8—10 см) перемытых фосфоритов, сцементированных рыхлым песчанником.

Севернее описанных участков, на р. Кюрюк, в базальных глинисто-песчаных породах содержится много желваков фосфоритов, часто очень плотно прилегающих друг к другу, галек фосфатсодержащих пород фосфоритов здесь мало (см. фиг. 2, IV). Мощный фосфоритосодержащих слоев — 0,30—0,40 м. На р. Усунку, по данным З. В. Осиповой (1965), в основании волжского яруса залегают коричневатые-черные массивные фосфоритовые песчаники (0,3—0,4 м) с редкой галькой. В 1960 г.



Фиг. 2. Характерные колонки фосфоритосодержащих отложений в основании волжского яруса на севере Приверхо-янского прогиба

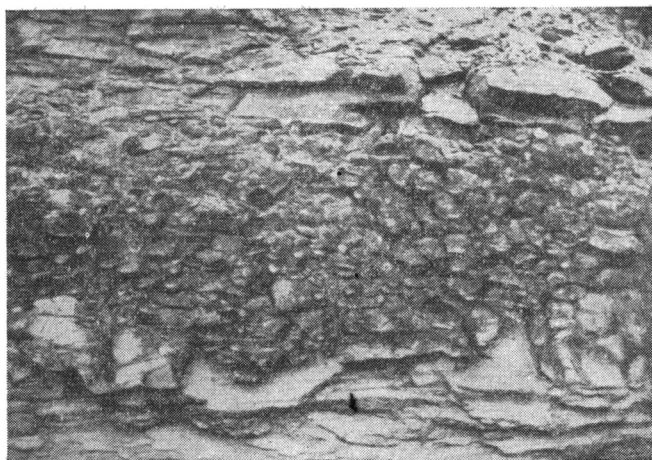
I—желваки и пласты фосфоритов; 2—гальки фосфоритов; 3—гальки, не содержащие фосфоритов; 4—пески и песчаники; 5—алевролиты и глины; 6—косая слоистость; 7—номер пробы
I—левый берег р. Лены, в 40 км ниже пос. Жиганск; II—р. Огонь-Юргэ, левый приток р. Лены; III—р. Согоруу—Сасарангаан, левый приток р. Лены; IV—р. Кюрюк, левый приток р. Лены; V—Элиэтибийэ, левый приток р. Лены; VI—р. Сыпча, западный разрез; VII—р. Сычуа, Восточный разрез; VIII—р. Саята

Р. О. Галабала на р. Элиэтибийэ (см. фиг. 2, V) вскрыл базальный горизонт волжского яруса мощностью от 0,40 до 1,5 м (фиг. 4) и очень редко до 2—4 м. Горизонт состоит из серого разнозернистого полимиктового песчаника с фосфатным и карбонатным цементом, насыщенного желваками фосфоритов, достигающими 10—15 см в диаметре (см. фиг. 4). Желваки, срастаясь между собой, иногда образуют линзы. На реках Арылаах-Сээнэ, Еврашка-Сээнэ, Саламатыр кроме базального наблюдался еще один фосфоритоносный горизонт, расположенный соответственно в 4,2, 5,5, 7,6 м над базальным горизонтом, мощностью 0,4, 1,5, 0,8 м. В составе горизонта преобладают мелкие фосфоритовые желваки и гальки фосфоритов, сцементированные аркозовыми песками.

По данным З. В. Осиповой и др. (1965), волжские базальные фосфориты широко развиты в прилегающей к прогибу Анабарской впадине, где волжский ярус также залегает на размытой поверхности различных горизонтов юры с конгломератами и гравелитами в основании (0,1—1,6 м), в них содержатся желваки фосфоритов (от 1—5 до 10—15 см).

Цементом служат зеленые оолитовые глауконитовые и лептохлоритовые песчаники.

Во внутренней зоне прогиба разрезы базальных волжских слоев описаны на р. Сынча в двух пунктах (западный разрез — VI и восточный разрез — VII) и на р. Саяте (фиг. 2, VIII), где они залегают на размытой поверхности джаской свиты J_2 и на коре ее выветривания (р. Саята).



Фиг. 3. Базальный горизонт волжского яруса на р. Согору — Сасарангнаан, хорошо видны гальки фосфоритов



Фиг. 4. Базальный горизонт волжского яруса на р. Элитибий. Четко видны желваки фосфоритов. Фото Р. О. Галабала

В западном разрезе р. Сынча (см. фиг. 2, VI) нижние $8\frac{1}{2}$ м толщи, сложенные мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, содержат разрозненные мелкие округлые желваки фосфоритов от 3 до 5 см в диаметре. В основании залегают темно-коричневые песчаные фосфориты в виде тонких мелких шероховатых линз длиной от 20 до 40 см, мощностью 8—10 см. Такие образования называют «сиваками», или «толокушками». В 10 м от основания четко прослеживаются два горизонта фосфоритов мощностью 0,15—0,20 м, представляющих собой, по существу, сросшиеся

сы желваки. Они разделены 0,5 м пластом зеленых песчаников, содержащих много глауконита. На р. Саята нижние 8,0 м зеленых песчаников также содержат мелкие округлые желваки фосфоритов, крупные желваки отмечены в самых верхах базальных слоев.

Фосфоритоносные слои в основании волжского яруса во внутренней зоне прогиба развиты, несомненно, шире, чем отмечено здесь; они должны быть севернее разрезом, изученных в бассейнах рек Унгуохтаах, Црысах, Бэсюкэ и др. К сожалению, фосфатсодержащие породы обогащены песчано-глинистыми примесями, плохо распознаются и почти неотличимы от вмещающих песчано-глинистых пород.

Таким образом, фосфатоносные отложения чаще всего представлены желваками и гальками, хотя часто фосфаты встречаются в песчаном цементе в конгломератах и правелитах.

2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОСФОРИТОВ

Желваки фосфоритов имеют разнообразную форму (округлую, булавовидную, веретенообразную, серповидную и др.), иногда они как бы срастаются между собой, образуя линзы, пласты, плиты (реки Кюрюк, Элиэтибийэ, Сынча). Многие желваки обладают шероховатой поверхностью, некоторые — гладкой. Почти все они темно-коричневые или коричневато-серые. Размеры желваков от 3 до 15 см, редко 20 см в диаметре. Фосфоритовые желваки содержат внутри многочисленные и разнообразные остатки макрофауны. Здесь можно встретить остатки двустворок, белемнитов, аммонитов, гастропод, брахиопод, но особенно много (порой выполняют весь желвак) ходов червей. Интересно отметить, что среди этой фауны были определены среднеюрские, верхнекелловейские, нижнекемериджские аммониты, белемниты и двустворки (Биджиев, 1965).

Гальки, гравий и мелкие валуны фосфоритов и фосфоритовых песчаников имеют гладкую поверхность и хорошую окатанность, размеры их от 0,5—1 до 10—15 см. Так же как и желваки, они содержат много остатков макрофауны (древнее волжского возраста).

Цементом фосфоритовых желваков и галек почти везде служит серый и темно-серый средне- и крупнозернистый аркозовый песчаник или уплотненный песок, содержание которого колеблется от 10 до 75%. Песчаники цемента часто содержат много фосфата (от 10—12 до 50%, р. Бычыки), что позволяет относить их также к фосфатосодержащим породам. Нередко в них встречается до 10% глауконита (реки Сынча, Саята). Очень важной особенностью песчаников является присутствие в них (только во внешней зоне прогиба) алмазов и их спутников, впервые обнаруженных геологами ВАГТ в 1959 г. Это делает базальные слои волжского яруса еще более ценными. В цементирующих фосфориты песчаниках или песках почти везде встречено обилие фауны белемнитов, пелелипод, аммонитов, доказывающей нижний волжский возраст вмещающих слоев.

Петрографическая характеристика фосфоритов показала, что по общепринятой классификации их следует относить к песчаным фосфоритам (полевошпатово-кварцевым и реже — кварцево-полевошпатовым), причем это в одинаковой мере касается как внешней, так и внутренней зоны прогиба.

Желваки фосфоритов сложены, как правило, плохо отсортированным (размер обломков от 0,1 до 1,2, изредка до 2,5 мм) и слабоокатанным обломочным материалом (преимущественно угловатым), состоящим 60—85% объема породы. Микроскопическое изучение фосфоритов показывает, что первичный цемент, составляющий 15—40% площади шлифа, был первоначально всюду карбонатным с базальной структурой или

структурой выполнения. В большинстве шлифов первичный карбонатный цемент, сохраняясь лишь в виде реликтов, полностью замещается фосфатом, причем содержание его от площади шлифа составляет от 5—10 до 25—35%. В этих шлифах структура цемента базальная, структура выполнения и крустификационная. В ряде шлифов наблюдалась частичная пиритизация, а изредка — сидеритизация цемента. В большинстве изученных образцов фосфаты не только замещают цемент, но и образуют крустификационные поперечно- и продольно-волокнистые каемки вокруг зерен. Характерно, что каемки всегда выражены четко, толщина их от 0,05 до 0,25 мм. Имеются зерна карбоната, обросшие крустификационными каемками фосфата. В некоторых желваках встречаются фосфатизированные копролиты, вместе с которыми фиксируются скопления перекристаллизованных органических остатков (предположительно спиккулы губок, радиолярии, неопределимые водоросли). Цемент в местах скопления органического вещества составляет иногда 25—30% от площади шлифа, структура его базальная, выполнения пор.

В желваках фосфоритов выделяются три генерации фосфата.

Первая генерация представлена крустификационными каемками слабополяризующего фосфата с низким двупреломлением, количество его в породе 5—10%. Фосфат имеет, как правило, поперечно-волокнистое (по отношению к обломкам) изредка продольно-волокнистое строение. Каемки (0,1—0,3 мм) четкие, резкие, в проходящем свете фосфат окрашен в бледно-коричневый цвет.

Вторая генерация представлена микрожелваками (микроконкрециями) сложного строения размерами от 1 до 2,5—3 мм. Ядра их, состоящие из зерен кварца, полевых шпатов, глауконита, обросли крустификационной каемкой слабоанизотропного фосфата, на которые нарастает микрозернистый карбонат. Эта микроконкреция, в свою очередь, обрастает тоненькой слюдяной каемочкой. Затем развивается мощная (иногда до 0,6 мм) оторочка, состоящая из изотропного фосфата, сменяющаяся очень тонкой (0,05 мм) крустификационной каемкой анизотропного фосфата. Кроме таких микроконкреций отмечаются многочисленные фосфатные микростяжения, сложенные изотропным фосфатом и содержащие внутри многочисленные тонкоалевритовые кварцевые зерна и реликты карбонатных зерен.

Третья генерация сложена фосфатом, аналогичным фосфату второй генерации, и составляет 20—30% от площади шлифа. Именно в ней иногда наблюдаются копролиты и обилие перекристаллизованных органических остатков.

Фосфаты, содержащие песчаники, составляют значительную часть галек базальных слоев волжского яруса. Они представлены, так же как и желваки, слабоокатанным и плохо отсортированным обломочным материалом. Фосфатный цемент составляет 1—2%, иногда 3—5% объема породы.

Состав обломочного материала в фосфоритах и фосфоритовых песчаниках постоянен (%): кварц 40—55; полевые шпаты 30—45; обломки пород 3—10. Калиевый полевой шпат, который преобладает над плагиоклазами, представлен микроклином, а плагиоклазы — альбит-олигоклазом, реже — кислым андезином. Обломки пород состоят главным образом из кремней, кварцитов, кварцевых порфиров и других кислых эффузивов, пегматитов, кремнистых и других метаморфических сланцев. Минералы-примеси представлены гранатом, цирконом, апатитом, минералами эпидотовой группы, ставролитом, титаносодержащими минералами (сфен, брукит, рутил, анатаз), часто встречается биотит, причем нередко он глауконитизирован. Повсеместно присутствует пирит, образуя иногда скопления.

Интересно присутствие в фосфоритовых породах глауконита, частого спутника фосфатов. Содержания его непостоянны, чаще — единичные

зерна, хотя встречаются образцы, где глауконита 3—5%, а иногда до 10—15%. Встречается он в виде округлых, неправильных лапчатых зерен от ярко-зеленых с отчетливой агрегатной поляризацией до бурых с едва заметной поляризацией. Многие зерна глауконита со следами фосфатизации и ожелезнения. Везде присутствует хлорит, но в единичных и редких зернах. Широко распространенные во многих районах севера Сибири в основании волжского яруса лептохлориты (Осипова и др., 1965, Ронкина, 1965) нами не зафиксированы.

Среди фосфатов (р. Сынча) можно выделить две разновидности: темно- и светло-коричневые фосфаты очень слабо различающиеся между собой по удельному весу и показателю преломления (табл. 1). Редко

Таблица 1

Основные свойства фосфатов

Номера проб	Разновидность	Удельный* вес	Показатель преломления	Изотропность
315/6	Темно-коричневые	2,95—3,0	1,617—1,618	Изотропен, некоторые зерна очень слабо анизотропны
315/5	То же	—	1,617—1,618	Очень слабо анизотропны
315/4	» »	3,0	1,615—1,618	Изотропен, некоторые зерна очень слабо анизотропны
315/3	» »	—	1,615—1,618	Очень слабо анизотропны
315/6	Светло-коричневые	2,95—3,0	1,615—1,618	Очень слабо анизотропны
315/5	То же	2,92—3,0	1,617—1,618	—
315/4	» »	2,94—3,0	—	—
315/3	» »	—	1,615—1,618	Очень слабо анизотропны
315/5	Ржавые	2,92—3,0	—	Изотропен
315/3	Светло-серые	2,94—3,0	1,618	Очень слабо анизотропны

* Для определения удельного веса фосфат выделялся в протолюках под бинокулярном.

встречаются сильно ожелезненные («ржавые») и светло-серые фосфаты, по оптическим свойствам не отличающиеся от первых двух разновидностей.

Темно-коричневые фосфаты непрозрачные, форма зерен неправильная со сглаженными краями. Размер зерен от 0,2 до 0,9 мм, преобладает 0,3 мм. Зерна фосфата хрупкие, легко раздавливаются на угловатые обломки, некоторые из них тонкие, плоские, слабо просвечивающие. Удельный вес от 2,95 до 3,0. В тонком порошке в иммерсионных жидкостях минерал светло-бурого цвета, прозрачный, с большим количеством черных точечных включений (по-видимому, рудные минералы). В большинстве образцов фосфат очень слабо анизотропен и изотропен. Показатель преломления довольно высокий и везде одинаковый (1,615—1,618).

Светло-коричневые фосфаты встречаются в виде плоских пластинок различной толщины, иногда неправильной формы. Минерал в различной степени прозрачен, очень слабо анизотропен, плеохроизм отсутствует, двупреломление чрезвычайно низкое. По главным константам фосфат сходен с темно-коричневым.

Одновременно с изучением фосфатов проводилось изучение и глауконита, которого особенно много было встречено на р. Сынче. Глауконит представлен двумя разновидностями: черно- и светло-зеленой, причем явно преобладает первая разновидность.

Черно-зеленый глауконит неоднороден, в нем на свежих изломах встречаются небольшие светлые пятна. Размер зерен 0,2—0,6, чаще 0,4—0,5 мм, форма — угловато-округлая и угловатая, иногда почковидная, блеск — жирный. Удельный вес колеблется от 2,6 до 2,69, показатель преломления 1,573—1,579, но чаще 1,576. Глауконит анизотропен, плеохроизм выражен очень слабо в зеленых тонах, в скрещенных николях

видна характерная агрегатная поляризация. Рентгеноструктурный анализ подтвердил присутствие глауконита (табл. 2).

Светло-зеленый глауконит встречается в виде зерен неправильной формы, размеры которых 0,2—0,3 мм, края их обычно сглажены, реже наблюдаются тонкие листоватые полупрозрачные пластинки, блеск — матовый и жирный. Удельный вес 2,53, показатель преломления — 1,558—1,564, плеохроизм слабый в зеленоватых тонах, анизотропен, видна нечеткая агрегатная поляризация.

Таблица 2

Результаты рентгеноструктурного анализа глауконита

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
7	14,79	4p	2,79	2	1,928	6	4,93	7p	2,37	10	1,509
8	9,91	10	2,58	6	1,653	10	4,53	1	2,24	8	1,302
6	9,91	10	2,58	6	1,653	6	3,31	1	2,13	3	1,251

Примечание. Анализ выполнен под руководством Г. А. Сидоренко. Обр. 313/5, р. Сыпча.

Нередко вместе с глауконитом встречается хлорит, составляющий 3—5% всей глауконито-хлоритовой ассоциации минералов. Преобладает хлорит в виде листочков, пластинок размером 0,1—0,3 мм зеленовато-голубоватого цвета, блеск — слабожирный. Показатель преломления варьирует от 1,555 до 1,558, преобладает 1,55, плеохроизм слабый, по N_g — зеленый и зеленовато-голубой, по N_p — зеленовато-желтый и зеленый.

Тяжелая фракция фосфоритов и фосфоритовых песчаников как во внешней, так и во внутренней зонах прогиба состоит главным образом из циркона, граната, ильменита и титансодержащих минералов (сфена, анатаза, брукита, рутила, лейкоксена), апатита, магнетита, хромита, меньше турмалина, биотита, совсем мало минералов эпидотовой группы, роговой обманки. Некоторые образцы фосфоритов обогащены пиритом.

Результаты химического анализа фосфоритов представлены в табл. 3. Отмечается большое содержание в них глинозема и в особенности кремнезема, что соответствует их песчаному типу. Значительное количество окиси кальция, в значительной степени связанного с фосфатом, указывает на то, что мы имеем дело с фосфатами кальция. Содержания фтора и CO_2 , а также их отношения к P_2O_5 , позволяет относить фосфаты кальция к курскиту. По содержанию P_2O_5 (табл. 3 и 4) анализируемые песчаные фосфориты принадлежат по классификации Г. И. Бушинского (1966) к следующим группам: среднего качества (19,38; 20,37; 24,0%), бедным (13,69; 13,50; 15,0; 15,64; 11,35%) и очень бедным (7,81, 9,20%). Интересно заметить, что данные химического состава фосфоритов (см. табл. 2) очень сходны с составом песчаных фосфоритов мела русской платформы, опубликованных А. Д. Архангельским (1927).

Фосфориты внутренней зоны прогиба (р. Сыпча) подверглись полуквантитативному спектральному анализу². Проанализировано 22 пробы. Содержание хрома, ванадия, никеля, меди, циркона ниже кларковых (фиг. 5). Высокие содержания стронция, значительно превышающие кларковые, объясняются высоким содержанием в породе карбонатов кальция, с которым он постоянно соосаждается. Количество кобальта, бария, свинца и галлия примерно соответствует кларковому или несколько больше (свинец). Обращает на себя внимание присутствие повышенных содержаний бериллия, иттрия и иттербия. Наибольшие содержания

² Анализ проведен в «Союзморнипроект», аналитик — Б. И. Кабединов.

их падают на породы, в которых много (15—20%) глауконита (обр. 315/5 А, В), а известно, что глаукониты «аккумулируют» редкие элементы. Содержание лантана в одном образце фосфоритового желвака (обр. 315/3 Б) достаточно высокое — 0,02%, здесь же фиксируются следы тория, не встреченного в других образцах. Спектроскопически был проанализирован чистый фосфат, извлеченный из желвака (обр. 315/6). В нем содержания перечисленных элементов еще меньше, чем в породе: ванадия, кобальта и галлия совсем нет, никеля, циркония, меди, хрома значительно меньше, стронций, барий и свинец на прежнем уровне и только иттрия и иттербия по-прежнему несколько больше кларковых.

Таблица 3

3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ

Принадлежность фосфоритов к желваковому типу, малая мощность фосфоритосодержащих слоев, ассоциация их с сероцветными породами и локализация на платформе — все это свидетельствует о том, что фосфатонакопление происходило в гумидном поясе (Страхов, 1962).

Район фосфатонакопления был связан с открытым морским бассейном. Море нижнего волжского времени распространилось далеко на юг, покрыло большую площадь севера Сибирской платформы, всю северную часть Приверхоянского прогиба и примыкающую к нему Верхоянскую складчатую область. Полярный бассейн был связан с Атлантическим океаном и, видимо, с южными морями. Накопление фосфоритов происходило на фосфатном шельфе (Казakov, 1939), который представлял собой плоскую широкую полосу шириной (с юга на север) примерно 100—150 км. На севере предполагаемого «фосфатного шельфа», т. е. ближе к континентальному склону, образовались крупные неокатанные желваки фосфоритов с более богатым содержанием фосфатов; южнее, т. е. ближе к берегу моря (реки Согоруу-Сасарангнан, Огоньор—Юрэгэ) формировались главным образом бедные фосфатами песчаные фосфориты и, наконец, еще южнее находилась зона очень мелководного бесфосфатного шельфа, или сублиторали (пос. Жиганск, реки Сэймчээн, Кучу, Бюкэх), где в основании волжского яруса порой фиксируется одна направленная косая слоистость (мыс Чонок, на р. Лене). Таким образом, подвижность воды на севере, в более глубоких частях бассейна, была от-

Химический состав фосфоритов

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	F	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п.	Сорг.	S	Сумма	F:P ₂ O ₅	CO ₂ :P ₂ O ₅
315/3	32,92	0,48	11,43	3,74	1,84	0,07	0,74	23,73	2,28	1,20	15,64	2,35	1,85	0,53	0,41	99,21	0,11	0,15
315/4	25,90	0,44	8,55	3,40	1,89	0,05	0,70	29,20	1,82	1,13	20,37	2,17	1,73	0,57	2,09	100,01	0,09	0,10
315-6	35,64	0,64	12,69	5,47	1,89	0,13	1,13	19,19	2,30	1,37	11,35	4,57	2,38	0,54	0,44	99,73	0,16	0,40
640	42,28	0,12	7,94	2,12	1,40	0,30	0,49	21,52	2,34	1,51	9,20	6,48	1,69	0,20	1,83	99,42	0,15	0,70

Примечания. Анализ произведен в геохимической лаборатории «Союзморинпроскт», анализит — Н. К. Воскресенский. Обр. 315/3, 315/4, 315/5 отобраны на р. Сыгана, западный разрез, обр. 640 — на р. Согоруу — Сасарангнан.

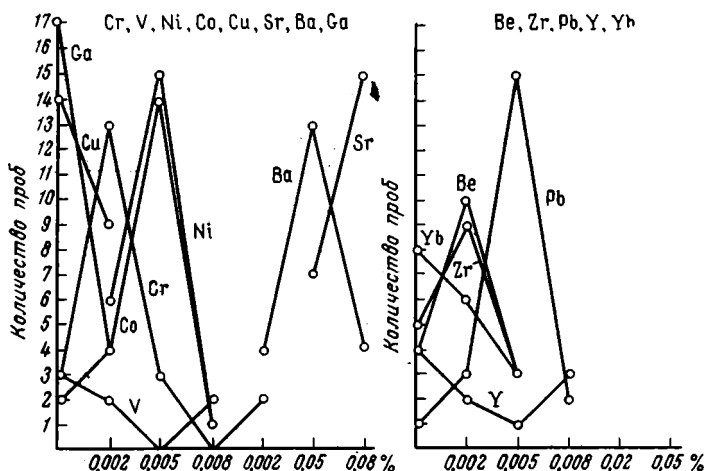
Содержание фосфатов

Местоположение	P ₂ O ₅	Тектоническое положение	Литературный источник
р. Сыпча, восточный разрез	15,00	Внутренняя зона прогиба	Наши данные
» » » »	13,69	То же	То же
р. Лена, низовье	24,00	Внешняя зона	Коробицина, 1966
р. Сосору-Сасарангнаан	13,50	То же	Прокопчук, 1959
р. Лена, устье р. Мэнгкэрэ	7,81—19,38	» »	Тучков, 1966

Примечание: Наши данные получены в лаборатории центральной геологоразведочной экспедиции ГУЦР под руководством Е. И. Ямпольской.

носителем слабее, чем на юге, в мелководье и сублиторали (грубый песчаный цемент, гальки фосфоритов, косая слоистость).

Комплексы фауны в фосфоритсодержащих базальных волжских слоях, среди которого встречается много донных и прикрепленноживущих



Фиг. 5. Содержание малых элементов в фосфоритах волжского яруса на р. Сыпча, %. Кларки по Виноградову, 1950:

Cr—0,02, V—0,015, Ni—0,008, Co—0,003, Be—0,0006, Zr—0,02, Ba—0,05, Sr—0,04, Cu—0,01, Pb—0,0016, Ga—0,0015, Y—0,0028, Yb—0,0003, La—0,0018, Th—0,0008

форм (ауцеллы, экзогирры, брахиоподы, крупные пектениды, фораминиферы), свидетельствуют, что море было мелким. Наибольшая глубина его в северных частях вряд ли превышала 50—70 м, а на южных прибрежных участках, переходящих еще южнее в сублиторальную зону, составляла 10—30 м.

Рельеф побережья был сильно выровненным, берега сложены из осадочными палеозойскими и мезозойскими породами, о чем свидетельствует состав экзотических галек в базальных волжских слоях (Минаева и др., 1967). Осадконакопление происходило очень медленно, на что указывает малая мощность фосфоритоносных слоев волжского яруса. Вблизи от «фосфатного» шельфа отложений устьев рек не встречено; обломочный материал поступал на побережье крайне слабо. Соленость и газовый режим, судя по такой стеногалинной фауне, как аммониты и белемниты, были нормальными.

Данные изучения фосфоритов и палеогеографическая обстановка показывают, что в район фосфатонакопления привнос фосфатов происхо-

дил, вероятнее всего, из океанических глубин, т. е. с севера, а не реками, как предполагают некоторые исследователи. Принесенный фосфат, по-видимому, частично осаждался химическим путем, а частично аккумуляровался организмами, широко распространенными в зоне шельфа волжского моря. Организмы умирали и концентрировались на дне, затем, разлагаясь, высвобождали фосфат, который впоследствии замещал кальцит в слаболитифицированном осадке.

Широкое развитие на севере Приверхоянского прогиба волжских желваковых фосфоритов в ассоциации с глауконитами, залегающими везде в основании трансгрессивной серии, на размытой поверхности подстилающих пород, имеет много общего с положением фосфоритов в многочисленных других северных районах. В Анабарской и Хатангской впадинах, Западной Сибири, на Русской платформе, во Франции, Англии, т. е. на огромной территории бореальной провинции в волжском ярусе фиксируются желваковые фосфориты с глауконитом, залегающие в основании трансгрессивных серий. Такое обширное распространение фосфоритов и глауконитов в волжском ярусе позволяет выделить волжскую бореальную глауконито-фосфоритовую формацию. Еще Е. В. Орлова (1951) отмечала, что время возникновения глауконитовой фации, которая обычно ассоциируется с эпохой фосфоритообразования, относится к волжскому веку.

Несмотря на малые мощности фосфоритосодержащих слоев и относительно низкое качество, фосфориты, возможно, могут представить интерес как полезное ископаемое. Благоприятствует этому большая площадь их распространения, и то, что желваковые фосфориты в качестве фосфоритовой муки хорошо усваиваются растениями (Смирнов, 1935), хотя и трудно поддаются разлому.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. В кн. «Фосфориты СССР», Л., Изд. геол. ком., 1927.
- Биджиев Р. А. Первые находки кимериджских аммонитов в Приверхоянском прогибе. Уч. зап. Ин-та геол. Арктики. Региональная геол. вып. 5, Л., 1965.
- Биджиев Р. А., Михайлов Н. П. Волжский ярус на севере Приверхоянского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1966, № 3.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии. «Наука», 1966.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1950.
- Казakov А. В. Фосфатные фации. Тр. ин-та по удобр. и инсектофун., вып. 145. Госхимиздат, М., 1939.
- Коробичина В. Н. Фосфориты в мезозойских отложениях в нижнем течении р. Лены. Тез. докл. IX научн. конфер. инженерно-технического факультета. Якутск, 1966.
- Минаева Ю. И., Биджиев Р. А. Источники сноса в юрский период на севере Приверхоянского прогиба. Геология и геофизика, 1967, № 2.
- Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. Госгеолтехиздат, 1951.
- Осипова З. В., Басов В. А. Стратиграфия и литология отложений Волжского яруса Анабаро-Ленского междуречья в связи с их алмазонасностью. Уч. зап. ин-та геол. Арктики. Рег. геол., вып. 7, Л., 1965.
- Родин Р. С. Фосфатонасность мезозойских отложений северо-востока Сибирской платформы. В сб. Палеогеография и фосфатонасность пермских и мезо-кайнозойских отложений Сибири и Дальнего Востока. Тр. ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 28, Новосибирск, 1964.
- Ронкина З. З. Вещественный состав и условия формирования юрских и меловых отложений севера Центральной Сибири. Тр. Ин-та геол. арктики, т. 146, Л., 1965.
- Смирнов Н. Д. Факторы действия фосфорита. В кн. Фосфоритованье. ОНТИ, 1935.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. «Наука», 1962.
- Тучков И. П. Фосфориты нижнего течения р. Лены. Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.

УДК 553.64(470.5)

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

В. И. ЧАЛЫШЕВ

В статье приводится описание пермо-триасовых фосфоритов Предуралья. На основании анализа их распределения делается вывод о морском происхождении вмещающих отложений.

Вопросы фосфоритовости перми и триаса севера Предуральского прогиба до сих пор не затрагивались геологами. Лишь в последние годы были предприняты исследования в этом направлении, что привело к открытию фосфоритовости пермских и триасовых отложений (Чалышев, 1964, 1965). В настоящее время получено много новых данных по фосфоритовости перми и триаса, которые и являются предметом настоящей статьи.

1. ПЕРМСКИЕ ФОСФАТОПРОЯВЛЕНИЯ

Пермские фосфатопроявления обнаружены в отложениях артинского, кунгурского, уфимского, казанского и татарского ярусов.

Артинские отложения в описываемом регионе сложены мощной (несколько сотен метров) толщей терригенных флишевых и субфлишевых отложений, представленных переслаиванием песчаных и глинистых пород с конкрециями и линзами сидерита и кремней. К западу эти отложения замещаются известняками, нередко спонгиозитовыми с прослоями и конкрециями кремней.

Фосфатопроявления в отложениях артинского яруса встречаются на реках Илыч, Щугор и Косью (фиг. 1). Фосфатсодержащими здесь являются четыре основных типа конкреций (табл. 1) ¹. Первый тип — известняково-кремнистые, глинисто-кремнистые и глинисто-сидеритовые конкреции обычно темно-серого цвета пелитоморфной структуры, в которых содержание P_2O_5 достигает 4,28%. Второй тип представлен конкрециями карбонатного состава на свежем изломе коричневатого цвета, легко разлагающимися в условиях современного выветривания до желтой легкой пористой массы, напоминающей артинские фосфориты Ашинского месторождения Южного Приуралья (Вопросы..., 1956). Содержание в них P_2O_5 достигает 4,77% (см. табл. 1, № 6, 8, 9). Третий тип — это фосфоритовые, точнее, известково-фосфоритовые конкреции с содержанием P_2O_5 18,55% (см. табл. 1, № 7). Четвертый тип — это тонкие прослойки светло-серой, почти белой, тонкослоистой, похожей на известняк или мергель породы, содержание P_2O_5 в которой 7,72% (см. табл. 1, № 11).

¹ Все химические анализы, приведенные в настоящей статье, сделаны в химической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР Н. А. Мальковой, И. А. Репиной и Э. Г. Бабушкиной. Пользуясь случаем, автор приносит всем перечисленным лицам искреннюю благодарность.

Содержание P_2O_5 в породах, вмещающих все указанные типы фосфатопоявлений, по имеющимся данным, около 0,22%.

Все перечисленные типы артинских фосфатопоявлений встречаются в глинистых, реже алевролитовых породах, представляющих собой морские шельфовые отложения, отлагавшиеся на глубине, по-видимому, не превышающей 100—150 м.

Таблица 1

Результаты химического анализа пород и конкреций артинского яруса с повышенным содержанием фосфора, %

№ п.п.	Типы пород и конкреций	CO_2	CaO	MgO	Fe_2O_3	MnO	P_2O_5
1	Кремнисто-известковая конкреция	11,22	12,04	1,44	5,62	0,35	1,10
2	Кремнисто-известковая линза 0,15 × > 10 м	16,61	16,92	2,39	8,85	0,33	1,66
3	Глинисто-кремнистая конкреция	3,63	2,12	0,95	6,38	—	1,25
4	Сидеритовая конкреция	6,11	6,59	1,73	27,63	0,10	2,06
5	Карбонатно-глинисто-кремнистая конкреция	9,02	7,50	1,46	13,29	0,16	1,37
6	Желтая легкая микропористая опок- видная конкреция	3,85	3,18	1,29	11,66	0,43	2,77
7	Фосфоритовая конкреция	12,32	24,90	3,45	5,55	0,05	18,55
8	Карбонатная конкреция, сходная с № 6	15,25	12,73	4,04	13,82	1,15	4,77
9	Конкреция, сходная с № 8	22,00	25,30	2,37	4,79	1,65	2,71
10	Глинисто-кремнистая конкреция	1,72	3,52	1,15	9,31	0,05	1,05
11	Светлая известково-фосфатно-глинистая порода	0,70	5,16	1,44	8,63	—	7,72
12	Глинисто-сидеритовая конкреция	14,95	8,89	3,30	18,10	0,35	1,92
13	Кремнистая конкреция	7,39	7,30	1,29	6,06	0,01	3,07
14	Сидерито-глинисто-кремнистая конкре- ция	0,90	5,15	1,36	10,32	0,03	4,28
15	Глинисто-сидеритовый прослой (линза?)	18,86	7,53	4,39	24,82	0,20	1,57
16	Глинисто-кремнистая конкреция	1,83	3,77	0,16	4,12	Следы	1,65
17	Глинисто-сидеритовая конкреция	6,28	4,87	1,73	16,81	0,18	3,28
18	Глинисто-кремнистая конкреция	0,32	3,90	1,11	8,80	—	3,58
19	Сидеритовая конкреция	17,66	5,37	2,92	28,20	0,28	1,00
20	Сидерито-глинисто-кремнистая конкре- ция	6,50	3,59	2,12	13,64	0,08	1,62
21	Глинисто-известковая конкреция	14,91	16,02	1,77	3,98	0,37	1,24

Фосфатопоявления в кунгуре обнаружены на реках Илыч, Щугор и Косью (?). Они связаны с карбонатными конкрециями, которые, так же как и в артинском ярусе, приурочены к глинистым породам. Содержание P_2O_5 в конкрециях достигает 0,60%. Генетически фосфатопоявления кунгурского яруса сходны с артинскими.

Уфимский ярус в описываемом регионе представлен двумя резко различными комплексами отложений или формациями (Салышев, 1964; Чалышев, 1966). В юго-западной части — это красноцветные песчано-глинистые отложения с маломощными прослоями темно-серых пелитоморфных известняков и с многочисленными водорослевыми желваками и биогермами, а на северо-востоке — глинисто-песчаные сероцветные угленосные отложения с известковыми и сидеритовыми конкрециями и линзами. Между этими двумя формациями развит комплекс переходных сероцветно-красноцветных отложений.

Уфимские фосфатопоявления обнаружены в верхнем течении р. Печоры, на реках Илыч, Щугор, Косью, Шарью, Адзью, Воркута и др. (см. фиг. 1). Они связаны с тремя основными литологическими типами. Первый тип — известковые конкреции, обогащенные фосфором (P_2O_5 до 1,21%, табл. 2); второй — темно-серые пелитоморфные известняки, в которых количество P_2O_5 достигает 1,15%. Третий — мергели или мергелевидные, как правило, неслоистые породы от светло-серого до черного

цвета, реже буроватого и красного цвета часто с многочисленными своеобразными пятнышками зеленоватого цвета, иногда брекчиевидной текстуры. Наблюдения под микроскопом показывают, что пятнышки представляют собой более или менее четко обособленные, нередко неправильных контуров, участки глинистых пород, сходные с глинистыми породами, развитыми выше и ниже по разрезу. Мощность обогащенных фосфором пород не превышает 0,2 м. Содержание P_2O_5 в них достигает 8,3% (см. табл. 2). Количество P_2O_5 , во вмещающих глинистых породах, как правило, не превышает 0,30%.

Уфимские фосфатопоявления встречаются во всех указанных выше комплексах отложений, но наибольшее количество их при наибольшем содержании P_2O_5 тяготеет к зоне переходных красноцветно-сероцветных отложений.

Казанский ярус в западных и юго-западных районах описываемого региона представлен сероцветными песчано-глинистыми бассейновыми отложениями, а в восточных и северо-восточных районах — сероцветными глинисто-песчаными угленосными отложениями.

Казанские фосфатопоявления обнаружены пока в сравнительно небольшом числе пунктов (реки Большой Паток, Печора, Хей-Яга и др.). Среди них можно выделить, по крайней мере, три типа. Первый — сидеритовые конкреции, обогащенные фосфором, второй — фосфоритовые конкреции, по всем признакам такие же, как в лежащих выше татарских отложениях, третий тип в генетическом отношении аналогичен третьему типу фосфатоносителей уфимского яруса.

Таблица 2

Результаты химического анализа некоторых пород и конкреций уфимского яруса с повышенным содержанием фосфора, %

№ п.п.	Типы пород и конкреций	CO_2	CaO	MgO	Fe_2O_3	MnO	P_2O_5
1	Известковая конкреция	28,56	34,34	2,11	2,09	1,33	0,68
2	То же	25,96	29,73	1,56	1,47	0,33	0,91
3	» »	26,40	30,59	2,09	1,55	1,10	1,13
4	» »	31,26	38,21	1,55	2,06	0,45	1,21
5	» »	22,22	26,63	1,91	2,78	0,56	0,71
6	Известняк серый пелитоморфный	40,70	50,10	1,50	1,11	1,44	1,15
7	Известняк темно-серый пелитоморфный	34,98	43,57	0,59	0,74	0,30	0,95
8	Глинистый известняк темно-серый пелитоморфный	24,20	22,24	0,96	1,32	0,09	0,62
9	Темно-серая бесструктурная порода	?	1,11	2,20	7,52	0,04	0,46
10	То же	?	6,97	1,76	9,33	0,08	5,00
11	Мергель темно-серый бесструктурный	36,54	43,59	1,32	2,26	0,67	1,03
12	Мергелевидная темно-серая бесструктурная порода	1,22	12,25	1,13	4,79	0,40	8,12
13	То же	1,30	13,19	0,90	5,72	0,14	8,30
14	» »	6,16	6,76	0,45	3,54	0,04	1,00
15	» »	3,48	2,23	0,58	5,26	0,04	1,20
16	Мергель серый бесструктурный	19,14	23,17	0,97	2,22	0,18	3,48
17	Красноцветная мергелевидная порода	2,42	2,06	0,63	7,43	Следы	1,83
18	Мергель серый бесструктурный	19,36	23,79	0,80	2,22	0,19	2,15
19	То же	15,84	22,26	1,01	2,76	0,26	2,25
20	» »	30,03	36,65	1,54	2,33	0,80	0,87
21	Красноцветная мергелевидная порода	10,23	11,76	1,27	4,71	0,13	0,99

Татарский ярус, так же как и уфимский, представлен двумя различными формациями: красноцветной на западе — юго-западе и сероцветной угленосной на востоке — северо-востоке. Между этими формациями развит комплекс переходных сероцветно-красноцветных отложений с маломощными прослоями углей. Повсюду — это терригенные глинисто-песчаные отложения, в красноцветном комплексе с водорослевыми жел-

ваками и биогермами и известковыми конкрециями, в сероцветном — сидеритовыми конкрециями.

Татарские фосфатопоявления обнаружены во многих пунктах южной части региона в отложениях переходной зоны и по периферии зоны развития красноцветного комплекса (см. фиг. 1). Они могут быть подразделены на четыре основных типа. Первый представлен известковыми

Таблица 3

Результаты химического анализа некоторых пород и конкреций татарского яруса с повышенным содержанием фосфора, %

№ п.п.	Типы пород и конкреций	CO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅
1	Известковая конкреция	?	26,32	1,88	3,23	6,70	4,31
2	То же	26,84	29,82	4,13	3,65	4,60	2,92
3	» »	17,76	21,83	1,17	4,02	0,55	4,44
4	» »	24,09	29,88	1,24	3,06	—	1,68
5	» »	26,62	32,23	1,07	3,60	0,73	1,19
6	Кремнисто(?) глинистая конкреция	?	6,28	0,41	3,69	Следы	5,67
7	То же	?	7,54	1,35	6,45	0,03	4,30
8*	Фосфоритовая конкреция	?	20,34	1,43	5,14	0,30	13,00
9	Фосфоритовая линза	?	24,50	0,50	2,40	0,11	19,68
10	Фосфоритовая конкреция	?	21,36	9,48	5,16	0,12	14,64
11	То же	?	30,66	0,54	3,00	—	21,67
12**	» »	?	19,44	0,55	5,70	0,07	12,73
13	» »	?	27,33	?	4,15	0,16	19,88
14	» »	?	21,99	2,80	8,52	0,05	17,60
15	» »	1,54	21,42	1,03	6,23	0,11	13,81
16	» »	11,22	20,55	0,62	3,66	0,05	13,73
17	» »	?	20,10	1,35	6,91	0,07	13,32
18	Мергелевидная буровато-серая бесструктурная порода	2,09	1,73	0,84	4,19	0,01	1,00
19	То же	2,20	1,79	0,71	4,35	Следы	1,08
20	Глинисто-песчаная черная бесструктурная порода	?	11,93	0,90	4,15	0,05	7,85
21	Мергелевидная черная порода	0,17	2,51	0,45	5,76	0,04	1,00
22	Мергелевидная красноцветная порода	2,57	1,79	0,72	6,66	Следы	0,85
23	Мергелевидная черная порода	2,86	2,29	0,82	5,44	0,08	1,24
24	То же	11,44	12,61	1,65	7,12	0,70	1,69

* Среднее из пяти анализов трех конкреций.

** Среднее из четырех анализов трех конкреций.

конкрециями, которые нередко обогащены фосфором (содержание P₂O₅ до 4,44%, табл. 3), а иногда и марганцем (MnO до 6,7%), второй — кремнисто (?) глинистыми конкрециями, содержание в которых P₂O₅ до 5,67%.

Наиболее богатый фосфором третий тип представляет собой фосфоритовые конкреции, которые содержат P₂O₅ от 8,54 до 21,67%, чаще около 13—14% (см. табл. 3). Фосфоритовые конкреции обычно неправильной формы красноватые, буроватые, серые, темно-серые, величиной от нескольких сантиметров до 0,07×0,4 м. Они встречаются в красноцветных глинистых породах, а также в зеленоцветных и пестроцветных, представляющих собой редуцированные красноцветные отложения. Под микроскопом видно, что конкреции состоят из пелитоморфной глинисто-фосфатной или глинисто-карбонатно-фосфатной массы, с большим или меньшим количеством рассеянного терригенного материала и часто со сгустками окислов железа.

Четвертый тип представляет собой прямой аналог третьего типа фосфатопоявлений уфимского яруса. Содержание P₂O₅ в этом типе достигает 7,85%, но чаще составляет около 1% (см. табл. 3). Содержание P₂O₅ во вмещающих глинистых породах не превышает 0,30%.

2. ТРИАСОВЫЕ ФОСФАТОПРОЯВЛЕНИЯ

Фосфатопроявления в триасе обнаружены во всех стратиграфических подразделениях, за исключением рэтского яруса.

Индский ярус на крайнем северо-востоке описываемого региона сложен мощной толщей крупногалечных и валунных конгломератов, а во всех остальных приуральских районах — песчаниками, которые лишь в низах переслаиваются с красноцветными глинами.

Индские фосфатопроявления отмечаются на р. Переборе (Большесынинская впадина) и на реках Хей-Яге и Янгаре (Коротайхинская впадина). В первом районе фосфором обогащены известковые и глинисто-известковые конкреции, нередко встречающиеся в красноцветных глинах.

Таблица 4

Результаты химического анализа некоторых пород и конкреций триаса с повышенным содержанием фосфора, %

Стратиграфические подразделения	Типы пород и конкреций	CO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅
Верхний триас	Слой сидерита мощностью 0,08 м	20,45	3,08	1,94	36,24	0,63	1,68
	Сидеритовая конкреция	21,13	6,53	1,31	36,00	0,58	4,82
	Сидерито-фосфоритовая конкреция	16,94	13,70	0,63	28,30	0,59	11,13
	То же	8,64	8,29	0,45	16,30	0,23	6,58
	Фосфоритовая линза	2,68	25,26	0,86	4,37	0,07	15,75
	То же	3,38	28,78	0,99	4,93	0,33	20,09
	Прослойки глины со сферолитами фосфорита	2,50	22,62	0,90	5,21	0,53	16,47
Средний триас	Глинисто-фосфоритовая конкреция	1,50	17,59	0,50	4,63	0,06	13,44
	То же	1,28	15,71	0,32	2,88	0,06	11,56
	Сидерито-фосфоритовая конкреция	15,32	18,29	0,45	26,89	0,68	12,83
Верхне-оленьский подъярус	Глинисто-фосфоритовая конкреция*	?	1,88	0,81	5,15	0,07	9,50
	Фосфоритовая конкреция*	?	4,22	0,65	3,38	0,73	17,90
	Глина малиново-красная*	?	0,61	0,16	1,44	0,13	1,40
	То же	—	1,75	0,18	8,93	0,04	0,64
	Фосфатно-сидеритовая конкреция	16,54	11,24	2,47	23,91	1,40	6,41
	Бобовины окислов железа из пестроцветной глины	0,14	1,06	0,13	36,99	0,15	1,69
	Глина желтая тонкослоистая	1,47	0,62	0,04	11,24	0,18	0,64
	Железная (гематитовая) руда	1,72	0,56	Следы	39,34	0,02	0,70
	То же	1,10	0,56	0,23	47,00	0,01	1,53
Нижне-оленьский подъярус	Железная (гематитовая руда)	1,10	0,31	—	30,52	0,01	0,72
	То же	1,10	0,44	0,13	41,71	0,01	0,72
	Глина желтая	0,35	0,69	0,05	16,05	0,18	0,73
Индский ярус	Глинисто-известковая конкреция	9,46	10,61	0,54	8,18	?	0,60
	Известковая конкреция	21,78	25,59	0,58	4,34	0,38	0,95
	» »	22,66	26,65	1,12	2,10	2,10	2,10

* Из 2%-ной солянокислой вытяжки.

низов индского яруса, содержание P₂O₅ в них до 2,10% (табл. 4). В Коротайхинской впадине фосфатопроявления в виде мелких красноватых фосфоритовых конкреций в глинистых породах, совершенно аналогичных таким же конкрециям из лежащих выше оленекских отложений. В глинистых породах, вмещающих известковые и фосфоритовые конкреции, содержание P₂O₅ обычно около 0,30% и лишь в редких случаях несколько больше.

Нижнеоленинский подъярус во всех районах севера Предуралья сложен почти исключительно красноцветами (конгломерато-песчаного состава в восточных районах и преимущественно глинистого — в западных), за исключением юго-западного склона Пай-Хоя, где он представлен переслаиванием пачек красноцветных и сероцветных отложений.

Фосфатопоявления в нижнеоленинских отложениях связаны с четырьмя основными литологическими типами. Первый тип — это желтые, редко пестроцветные глины с повышенным содержанием фосфора (P_2O_5 до 0,73%), второй — прослой железных (гематитовых) руд, в которых P_2O_5 достигает 0,72% (см. табл. 4). Оба эти типа встречаются в нижнеоленинских отложениях южной части описываемого региона (в Большесынинской впадине). Два других типа — сидеритовые (иногда известково-сидеритовые) конкреции, обогащенные фосфором, а также фосфоритовые конкреции, часто встречаются в крайних северных районах в Коротаихинской впадине.

Сидеритовые конкреции приурочены к сероцветным и зеленоцветным разностям пород. Они почти всегда группируются в конкреционные горизонты. Размеры их чаще всего небольшие, в сечении они плоскоовальные. По внешнему виду — это плоские длинные линзы. Структура конкреций чаще всего пелитоморфная, реже сферолитовая. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 1,36 до 6,26%, чаще около 3—5%. Содержание P_2O_5 в сероцветных глинистых породах, вмещающих сидеритовые конкреции, колеблется от 0,12 до 0,25%.

Фосфоритовые конкреции встречаются обычно в красноцветных глинистых породах, реже в зеленоцветных, представляющих собой редуцированные красноцветы. Они чаще всего неправильной формы величиной от 1—2 до 10—15 см. Цвет их красновато-фиолетовый, буроватый, серый или темно-серый; серые разности, как правило, крупнее и очень похожи на артинские фосфатно-глинисто-кремнистые конкреции. Текстура конкреций пелитоморфная, массивно-землистая, либо они обнаруживают слоистость такую же как слоистость вмещающих пород. В шлифах фосфоритовые конкреции представляют собой пелитоморфную глинисто-фосфатно-карбонатную массу, неправильно комковатую, часто с терригенными частичками кварца и слюд. В конкрециях красноватого и фиолетового цвета отмечаются красные сгустки гидроокислов железа, в некоторых конкрециях присутствуют мелкие сгустки карбонатов. В зависимости от количества терригенного материала и карбонатов содержание P_2O_5 в фосфоритовых конкрециях варьирует от 6,05 до 22,38%, чаще от 10—11 до 20% (табл. 5). Анализы красноцветных и зеленоцветных (редуцированных) глинистых пород, вмещающих фосфоритовые конкреции, показывают, что содержание P_2O_5 в них колеблется от 0,05 до 0,69%.

Фосфоритовые конкреции нижнеоленинского подъяруса Коротаихинской впадины аналогичны фосфоритовым конкрециям из татарских отложений перми Большесынинской впадины.

Верхнеоленинский подъярус в южной части описываемого региона (реки Перебор, Залазная) представлен красно- и желтоцветными песчаниками и конгломератами с подчиненными прослоями глинистых пород. Во всех остальных районах предгорного прогиба он сложен глинисто-песчаными, преимущественно сероцветными и зеленоцветными породами.

Верхнеоленинские фосфатопоявления весьма разнообразны. Первые два типа точно такие же, как в нижнеоленинских отложениях; в желто- и красноцветных глинистых породах, по имеющимся данным, P_2O_5 0,64% на массу породы, а в 2%-ной солянокислой вытяжке 1,4%; в железных (гематитовых) рудах количество P_2O_5 достигает 1,53% (см. табл. 4). Третий тип представляет собой мелкие бобовины окислов железа из сероцветно-пестроцветных глин, содержащие P_2O_5 1,69%. Четвертый и пя-

тый типы образуют своеобразный непрерывный ряд, в котором по мере увеличения фосфора уменьшается количество железа и наоборот (см. табл. 4, фиг. 2). Конечные члены этого ряда (фосфатно-сидеритовые конкреции) содержат P_2O_5 6,41% (см. табл. 4), а фосфоритовые конкреции до 27,59% (см. фиг. 2).

Таблица 5

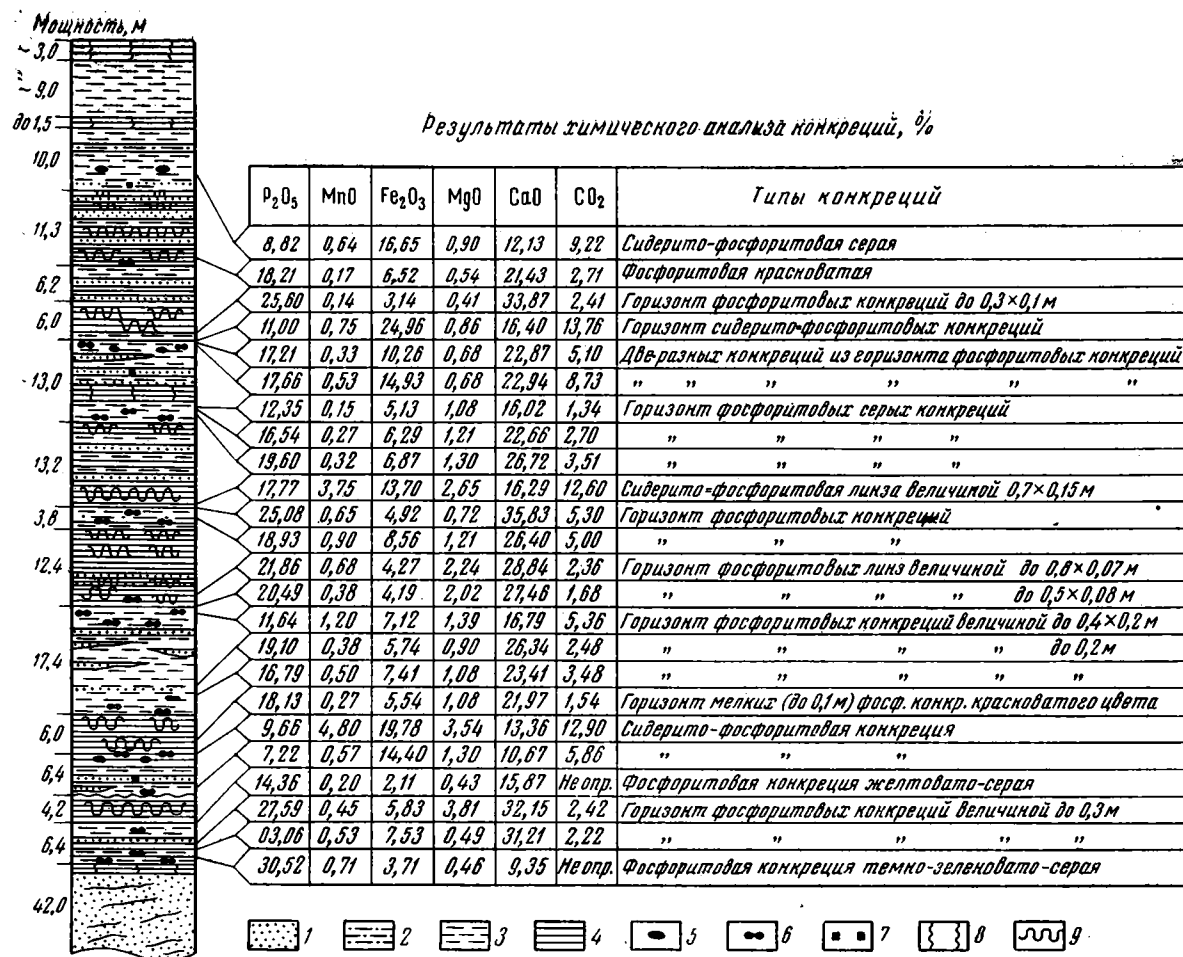
Результаты химического анализа фосфоритовых конкреций нижеоленевского подъяруса р. Хей-Яга, %

№ п.п.	Краткая характеристика конкреций	Анализ двухпроцентной солянокислой вытяжки							P_2O_5
		нерастворимый остаток	CO_2	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	MnO	
1	Красная пелитоморфная с терригенными частицами	53,40	?	13,57	1,13	1,29	11,07	0,30	11,97
2	Красноватая пелитоморфная с участком сгустков карбоната	35,56	?	18,55	1,71	5,32	?	1,04	13,03
3	Красная пелитоморфная с намечающейся слоистостью	37,50	14,96	9,04	0,38	1,80	?	0,20	20,20
4	Красная пелитоморфная с терригенными частицами	54,12	10,56	10,73	1,13	2,08	?	0,01	10,93
5	Красноватая пелитоморфная с мелкими сгустками карбонатов	38,40	?	13,95	2,88	10,82	2,53	2,30	7,02
6	Красная пелитоморфная	36,04	15,62	9,97	0,63	1,67	?	0,08	20,00
7	Красная пелитоморфная с намечающейся слоистостью	51,62	10,74	13,34	1,25	2,47	?	0,07	15,22
8	Серая пелитоморфная	47,78	?	13,80	1,54	4,02	?	0,13	11,63*
9	Красная пелитоморфная	40,96	14,52	12,18	1,25	1,91	?	0,23	16,69
10	То же	35,92	15,25	10,77	0,86	2,72	?	0,12	17,21
11	» »	45,54	13,42	9,12	0,61	1,94	?	0,13	11,18
12	Красная пелитоморфная с трещинами, заполненными коллофаном (?)	33,68	15,62	9,92	0,73	2,24	?	0,43	20,36
13	Темно-серая пелитоморфная	31,14	?	11,84	2,16	6,28	?	0,31	19,66*
14	Красная пелитоморфная	24,64	?	8,16	0,61	1,59	?	0,50	22,38
15	Темно-серая пелитоморфная	42,92	?	10,82	4,48	3,09	?	0,37	12,61
16	Красная пелитоморфная	35,28	?	13,34	1,17	1,42	?	0,30	15,25
17	То же	38,68	?	9,57	0,75	1,35	?	0,38	16,00
18	Красная пелитоморфная со сгустками карбонатов	41,82	?	20,87	2,08	1,15	2,08	2,30	6,05

* Из 2%-ной солянокислой вытяжки.

Фосфоритовые конкреции в верхнеоленевских отложениях — двух разновидностей. Конкреции первой разновидности встречены на реках Хей-Яге и Большой Сыне. Они представляют собой полный аналог красноватых и буроватых фосфоритовых конкреций из нижеоленевского подъяруса р. Хей-Яги и также связаны с красноцветными или зеленоцветными (редуцированными) породами.

Конкреции второй разновидности часты в фосфоритонесной толще Большесынинской впадины. Эта толща обнажена на р. Б. Сыне (обн. 71), где видно, что она представляет собой переслаивание пачек сероцветных песчано-алевролитовых пород с пестроцветно-красноцветными пачками глинистого состава (см. рис. 2; Чалышев и Варюхина, 1966). Мощность сероцветных пачек от 3,8 до 17,4 м, а красноцветно-пестроцветных от 6,0 до 13,2 м. Сероцветные пачки являются прибрежными отложениями часто с мелкой косой слоистостью песчаников, встречающихся среди алевролитов, с многочисленными остатками растений, нередко с остатками рыб и стегоцефалов.



Фиг. 2. Фосфоритоносная толща верхнеоленинского подъяруса нижнего триаса, обн. 71 (р. Большая Сыня)

1—песчаники; 2—песчаные алевролиты; 3—алевролиты; 4—глины; 5—сидеритовые конкреции; 6—фосфоритовые конкреции; 7—пиритовые и песчано-пиритовые конкреции; 8—зеленоцветность; 9—красноцветность и пестроцветность

Многочисленные фосфоритовые и сидерито-фосфоритовые конкреции и мелкие линзы приурочены к пачкам сероцветных отложений, чаще всего к низам этих пачек. Они, как правило, образуют конкреционные горизонты, которых в каждой пачке обычно несколько. В красноцветных пачках лишь в низах изредка отмечаются красноватые фосфоритовые конкреции.

Фосфоритовые и сидерито-фосфоритовые конкреции из сероцветных пачек имеют величину от нескольких сантиметров до $0,4 \times 0,2$ м, а конкреционные линзы до $0,6 \times 0,12$ и $0,8 \times 0,07$ м. Все они различных оттенков серого цвета, часто такого же, как и цвет вмещающих пород или несколько светлее. От вмещающих пород конкреции в одних случаях четко обособлены, в других — имеют вид нерезко очерченных пятен в породе. Многие конкреции обнаруживают более или менее ясно выраженную слоистость, продолжающуюся во вмещающих породах.

В шлифах фосфориты представляют собой глинисто-карбонатную или глинисто-фосфатную массу пелитоморфной структуры, иногда с комочками различного размера, нередко с примесью мелкого терригенного материала, представленного главным образом кварцем, и с включением мелких зерен аутигенного хлорита. Иногда отмечаются многочисленные сферолиты сидерита. В некоторых конкрециях встречается флора, чешуя рыб или содержащие коллофан копролиты стегоцефалов, а также обломки костей. Содержание P_2O_5 , как видно из фиг. 2, в сидерито-фосфоритовых конкрециях от 7,22 до 17,77%, а в фосфоритовых — от 11,64 до 27,59%, чаще около 20%.

Какая-то часть описанной фосфоритоносной толщи верхнеоленинского подъяруса выходит на поверхность и на р. Малом Аранце в обн. 152. Фосфоритовые конкреции здесь очень похожи на конкреции из фосфоритоносной толщи р. Большой Сыни. Содержание P_2O_5 в 2%-ной солянокислой вытяжке из них от 9,50 до 17,90% (см. табл. 4).

Фосфоритоносная толща частично обнажена также на р. Залазной (обн. 122). Литологический состав ее здесь примерно такой же, как и на р. Большой Сыне, но фосфоритовые конкреции не отмечаются — встречается только одна сидерито-фосфоритовая конкреция, содержащая P_2O_5 6,41% (см. табл. 4).

Кроме описанных, фосфатопоявления в верхнеоленинском подъярусе Большесынинской впадины связаны с коллофанизированными остатками позвоночных и копролитами стегоцефалов, встречающимися в сероцветных пачках фосфоритоносной толщи рек Большой Сыни и Малого Аранца.

Средний триас во всех Приуральских районах сложен комплексом сероцветных глинисто-песчаных отложений. Фосфатопоявления в нем обнаружены в низах разреза на р. Большой Сыне (обн. 71). Здесь найдены немногочисленные мелкие глинисто-фосфоритовые конкреции, содержащие P_2O_5 до 13,44%, и фосфатно-сидеритовая конкреция, в которой P_2O_5 составляет 12,83% (см. табл. 4). По всем своим характерным особенностям эти конкреции сходны с соответствующими конкрециями из лежащих ниже верхнеоленинских отложений.

Верхнетриасовые отложения на севере Предуральского прогиба сложены сероцветными глинисто-песчаными отложениями с тонкими прослойками углей.

В верхнетриасовых отложениях фосфатопоявления обнаружены на реках Малом Аранце (обн. 154—157) и Большой Сыне (в обн. 72 и 73, см. фиг. 1). Фосфатопоявления здесь разных типов. Первый тип представляет собой коллофанизированные остатки рыб, наземных позвоночных и копролиты стегоцефалов. В обн. 73 они образуют целую линзу мощностью около 0,3 и длиной более 5 м (Чалышев, 1961), на р. Малом Аранце в обн. 155 встречаются в рассеянном состоянии. Второй тип — сидеритовые конкреции с повышенным содержанием фосфора (до 4,82%,

см. табл. 4), которые найдены в обн. 155 и 157 на р. Малом Аранце. Третий тип — сидерито-фосфоритовые конкреции; они обнаружены в обн. 154 и 155 на р. Малом Аранце. В первом обнажении это сравнительно крупные конкреции сферолитовой структуры, а во втором — мелкие, разлагающиеся до охристой массы конкреции пелитоморфной структуры. Содержание P_2O_5 в них, соответственно, 6,58 и 11,13% (см. табл. 4). Четвертый тип представлен фосфоритовыми линзами или слоями, которые встречены в обн. 156 на р. Малом Аранце. Содержание P_2O_5 в них до 20,09%. Эти фосфориты представляют собой серую пелитоморфную глинисто-фосфатную массу, которую переполняют светлые мелкие (до 2 мм) сгустки фосфатного вещества с намечающейся сферолитовой структурой. Пятый тип — тонкий прослой фосфорита среди алевролитового прослоя в песчаниках обн. 72 на р. Большой Сыне. Этот прослой, как и линзы, состоит из сферолитов фосфатного вещества, но сферолиты здесь уже хорошо выражены. Содержание P_2O_5 в нем 16,47% (см. табл. 4).

3. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Как видно из приведенного описания, почти во всех фосфоритах перми и триаса фосфатное вещество находится в пелитоморфной форме и чаще всего более или менее равномерно рассеяно в породе или в конкреции. Только в верхнем триасе встречены сферолитовые образования фосфатного вещества, да кое-где остатки позвоночных и копролиты стегоцефалов, замещенные коллофаном. Судя по результатам химического анализа и по легкой растворимости фосфатного вещества в 2%-ной соляной кислоте (при доведении до кипения раствор насыщается до 30,52% P_2O_5), можно предположить, что фосфатным минералом описанных фосфоритов является минерал типа апатита, и в этом отношении фосфориты перми и триаса севера Предуральяского прогиба, по-видимому, не являются оригинальными.

Пока трудно сказать, какое практическое значение могут иметь описанные фосфориты перми и триаса. Чтобы решить этот вопрос, необходимы специальные и более широкие исследования. Перспективной в этом отношении может быть фосфоритоносная толща верхнеоленинского подъяруса Большесынской впадины, в которой конкреции многочисленны, и в них высокое содержание полезного компонента. Несомненно, интересны и верхнетриасовые фосфатопоявления линзовидного и пластового типов, а также уфимские и татарские фосфатопоявления.

Большой интерес выявленные фосфатопоявления перми и триаса представляют с научной точки зрения. Пермские мергелевидные фосфориты, несомненно, являются новым генетическим типом фосфоритов.

Описанные фосфориты интересны также с точки зрения выяснения генезиса вмещающих пород. Как известно, все фосфориты, включая некоторые специфичные формы (кости позвоночных, гуано, метасоматические фосфориты и алюмофосфориты, возникшие из гуано), характерны для морского (нормального или несколько опресненного) седиментогенеза (Гиммельфарб и др., 1956; Страхов, 1962; Гиммельфарб, 1965; Чалышев, 1965; Македонов, 1966 и др.), что никак не согласуется с «континентальным» происхождением красноцветных и угленосных толщ перми и триаса севера Предуральяского прогиба.

О триасовых отложениях автору уже приходилось писать ранее (Чалышев, 1962, 1964; Чалышев и Варюхина, 1966, стр. 143—145). Сейчас настало время пересмотреть вопрос и относительно пермских красноцветных и угленосных отложений. Описанная фосфоритоносность свидетельствует о том, что накопление красноцветно-угленосных уфимско-татарских отложений происходило не в пресноводных, а в солоноватоводных бассейнах, которые были как-то связаны с морем. Это

вполне подтверждается также и наличием в указанных отложениях большого количества пирита (как в рассеянном виде, так и в виде пиритовых и песчано-пиритовых конкреций), что, по Н. М. Страхову (1962), является характерным именно для морских отложений, а не для пресноводно-озерных. Для уфимских отложений это подтверждается также тем, что к западу они становятся сильно загипсованными, а в сероцветных прослоях появляется морская фауна. Казанский и татарский бассейны на всем Северо-Востоке европейской части СССР были едиными бассейнами, поэтому морские казанские отложения Западного Прикамья, находки фораминифер в татарских отложениях нижнего течения рек Мезени и Вашки (Плотников, 1964), также подтверждают солончатый генезис казанско-татарских отложений Предуралья.

ЛИТЕРАТУРА

- Вопросы геологии агрохимических руд. Изд. АН СССР, 1956.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
- Гиммельфарб Б. М., Курман И. М., Окнина В. А., Смирнов А. И., Уфлянд Ц. И. Методика поисков фосфоритов. М., Госхимиздат, 1956.
- Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.
- Плотников М. А. Стратиграфия и литология верхнепермских (татарских) отложений нижнего течения рек Мезени и Вашки. «Наука», М.—Л., 1964.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М. Изд. АН СССР, 1962.
- Чалышев В. И. Находка триасовых рыб и стегоцефалов в Северном Приуралье. Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 4.
- Чалышев В. И. Морской нижний триас в Северном Приуралье. Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6.
- Чалышев В. И. Фосфоритоносные отложения нижнего триаса в Печорском Приуралье. Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4.
- Чалышев В. И. О перспективах фосфоритоносности палеозойских и нижнемезозойских отложений Северного Приуралья. В кн. «Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, Коми книж. изд., 1965.
- Чалышев В. И., Варюхина Л. М. Биостратиграфия триаса Печорской области. М.—Л., «Наука», 1966.
- Čalýšev V. J. Die Beziehungen Zwischen den rotfarbenen und kohleführenden Formationen des Perms in nördlichen Uralgebiet. Berichte der Geologischen Gesellschaft. B. 9, H. 3, Berlin, 1964.

Институт геологии Коми филиала АН СССР
Сыктывкар

Дата поступления
23.II.1967

УДК 552.51(234.372.3)

КЛАСТИЧЕСКИЕ ОСАДКИ ФЛИШЕВОЙ ЗОНЫ КАРПАТ В ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

ТИБОР ДЮРКОВИЧ

В работе приводится детальное литолого-петрографическое описание флишевых толщ Карпат и характеризуется роль мутьевых потоков в распределении кластических осадков.

ВВЕДЕНИЕ

Флишевая зона Карпат на территории ЧССР образована следующими основными стратиграфо-тектоническими комплексами: 1) Магурским флишем; 2) Дукельским; 3) Подсилезийско-Жданицким и 4) Силезийским (фиг. 1).

С седиментологической точки зрения автор детально изучил Дукельский комплекс и Маргурский флиш Восточной Словакии, которые образуют две основные стратиграфо-тектонические единицы. В Восточной Словакии Магурский флиш надвинут на Дукельский комплекс.

Как известно (Lesko, Nemcok, Korab, 1960), Дукельский комплекс состоит из следующих стратиграфических подразделений (слоев): 1) верхнемеловых; 2) подменилитовых (палеоцен — верхний эоцен); 3) менилитовых (верхний эоцен — нижний олигоцен); 4) красненских (олигоцен). Магурский флиш образован следующими слоями: 1) беловежскими (палеоцен — нижний эоцен); 2) злинскими (средний эоцен — нижняя часть верхнего эоцена); 3) мальцовскими (верхний эоцен — нижний олигоцен)¹.

1. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

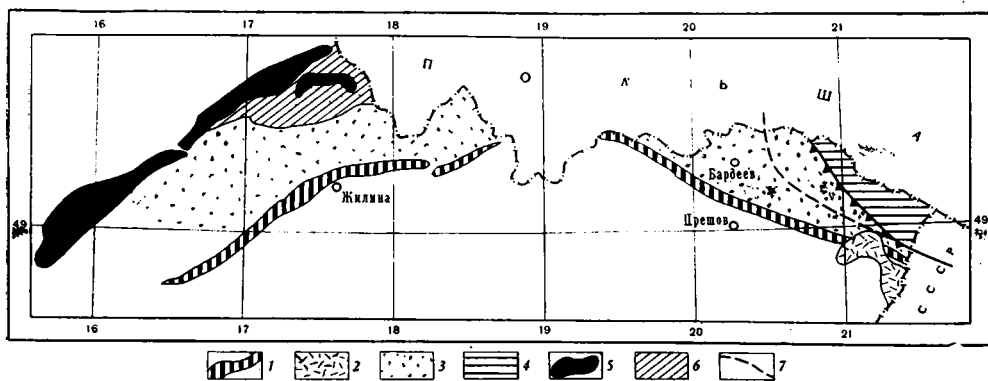
а. Дукельский комплекс

1. Верхнемеловые слои состоят из двух толщ (фиг. 2). Нижняя характеризуется мелкоритмической стратификацией (мощность песчаников 5—6 см, аргиллитов 20—40 см), верхняя же имеет крупноритмическое строение и слои песчаников в ней более мощные. Преобладающий тип слоистости — извилистая слоистость и микрослоистость (ламинация).

Мелкозернистые песчаники (76%) преобладают над среднезернистыми (12%) и алевритами (12%). Наиболее распространены субграувакки (70%), затем следуют граувакки (16%), кварцевые песчаники (12%) и аркозы (2%). Аргиллиты серые, иллитовые с примесью кварца и мусковита; в них был обнаружен кальцит и сидерит.

2. Подменилитовые слои представляют собой чередование мелкоритмических флишевых пачек с довольно мощными пластами крупнозерни-

¹ Исследование микрофауны и стратиграфическая оценка слоев были проведены О. Самуэлом.



Фиг. 1. Схематическая карта флишевой зоны Карпат на территории ЧССР
 1 — внутренняя клипповая зона и ее мантия; 2 — неогеновые вулканы Вигорлата; 3 — Магурский флиш. Комплексы: 4 — Дукельский; 5 — Подсилезийско-Жданицкий; 6 — Силезийский; 7 — границы исследованной территории

стых песчаников. Спорадически встречаются пласты подводных оползней максимальной мощности 50 см. Для песчаников характерна отсортированная слоистость. В основании песчаников местами встречаются конгломераты, состоящие из кварца, обломков кварцитов, филлитов и гнейсов. Преобладающими породами среди кластических осадков здесь также являются мелкозернистые песчаники (48%) и алевролиты (21%). В меньшем количестве присутствуют среднезернистые (17%) и крупнозернистые песчаники (14%).

В Дукельском комплексе подменилитовые соли богаты крупнозернистыми песчаниками. Преобладают субграувакки (73%), встречаются кварцевые песчаники, граувакки и аркозы. Аргиллиты серые, иллитовые, с примесью кальцита, доломита и редко сидерита.

В подменилитовых слоях наблюдались пестроцветные красные и зеленые аргиллиты.

3. Менилитовые слои — чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников, карбонатов и кремней. Аргиллиты здесь заметно преобладают над песчаниками; количество песчаников и алевролитов одинаковое. Мелкозернистые песчаники составляют 67%, алевролиты 25%, среднезернистые песчаники — 8%.

По составу песчаники преимущественно кварцевые и субграувакки (42%). Аргиллиты от шоколадного цвета до черного, сложены иллитом, редко в них присутствует монтмориллонит. Они содержат кальцит и доломит. Карбонатные породы встречаются чаще в виде слоев, реже — конкреций. Fe-доломиты особенно характерны. Кремни были встречены только в менилитовых слоях.

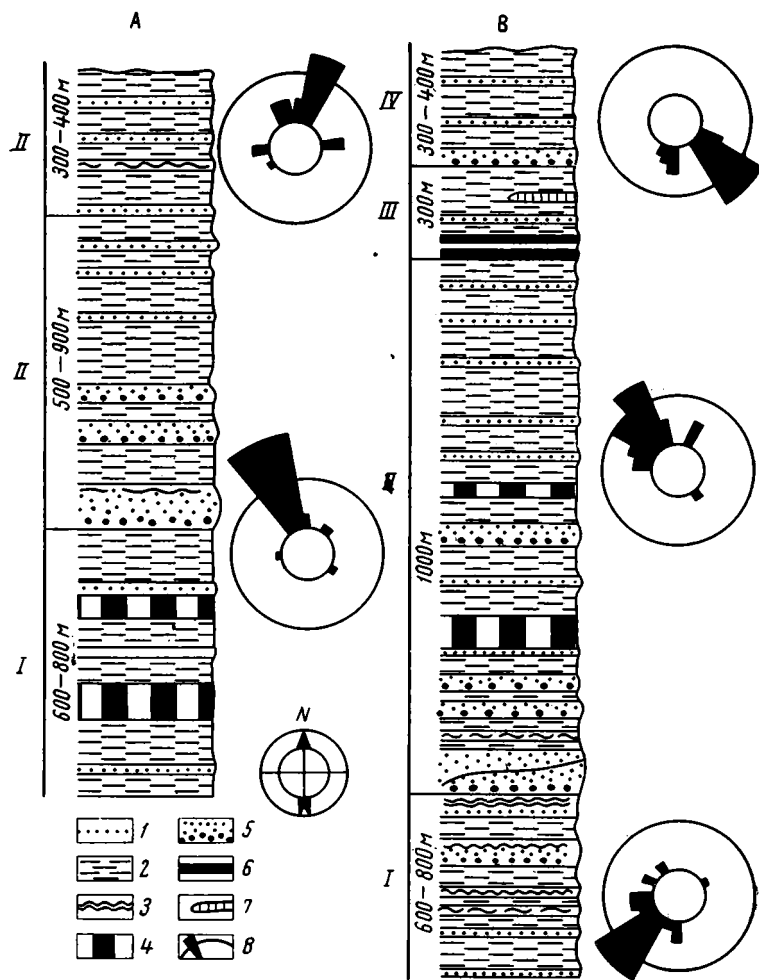
4. Кросненские слои — самый молодой стратиграфический член Дукельского комплекса — представлены мелкоритмическим флишем, состоящим преимущественно из алевролитов и мелкозернистых песчаников, чередующихся с известковыми аргиллитами.

6. Магурский флиш

1. Беловежские слои представляют собой мелкоритмический флиш (см. фиг. 2). Мощность песчаниковых и алевролитовых слоев 5—10 см. Аргиллиты имеют значительно большую мощность и преобладают в разрезе. Песчаники в основном представлены мелкозернистыми разностями (64%), меньше — алевролитами (субграувакки и кварцевые песчаники, соотношения 1:1).

Особым типом беловежских слоев являются пестрые отложения. В аргиллитах пестрых слоев кроме иллита были определены каолинит и смешаннослойные иллит-монтмориллонитовые минералы.

2. Злинские слои наиболее широко распространены в Магурском флише. Соотношение песчаников и аргиллитов здесь приблизительно 1 : 1. Это наиболее обогащенная песчаниками часть Магурского комплекса в Восточной Словакии. Преобладают мелко- (62%) и среднезернистые песчаники (20%); реже встречаются алевролиты (13%); иногда



Фиг. 2. Схематические разрезы

А — Магурский флиш. Слои: I — беловежские, II — злинские, III — мальцовские. В — Дукельский комплекс: I — верхнемеловые отложения. Слои: II — подменилитовые, III — менилитовые, IV — красненские; 1 — песчаники с однородной слоистостью; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники с извилистой слоистостью; 4 — пестрые аргиллиты; 5 — песчаники с отсортированной слоистостью; 6 — кремни; 7 — карбонатные породы; 8 — ориентировка турбоглифов

присутствуют крупнозернистые песчаники (5%). По составу — это субграувакки (48%), граувакки (30%), кварцевые песчаники (12%), аркозовые песчаники (6%) и аркозы (4%). Аргиллиты темно-серые, состоящие из иллита и смешаннослойных иллит-монтмориллонитовых минералов.

3. Мальцовские слои по набору пород и ритмичности сходны с элинскими слоями. Мелкозернистые песчаники и алевролиты в рассматриваемых слоях являются преобладающим компонентом. Наиболее часты здесь граувакки (47%) и субграувакки (18%). Аргиллиты — светло-серые и отличаются самой высокой карбонатностью (кальцит, доломит) в пределах всего комплекса. Из глинистых минералов здесь определены минералы смешаннослойные иллит-монтмориллонитовые.

2. ГРАНУЛОМЕТРИЯ КЛАСТИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Гранулометрия песчаников и алевролитов исследована в шлифах. Определялся наибольший диаметр для 100—200 зерен. На основании этих данных составлены кумулятивные кривые и вычислены медианный диаметр (M_d) и коэффициент сортировки (So). Средние величины медиан и So исследованных слоев приведены в табл. 1. Они представляют собой арифметическое среднее из 50—100 проб для каждого стратиграфического подразделения. Из табл. 1 видно, что средние значения медианы близки для всех подразделений.

Таблица 1

Структурные и минеральные особенности кластических осадков флиша Восточной Словакии

Наименование слоев	Комплексы	M_d	So	Q	F	C	KE	Алевролиты	Песчаники		
									мелкозернистые	среднезернистые	грубозернистые
Кросненские Менилитовые Подменилитовые Верхнемеловые	Дукельский комплекс	0,04	1,48	44,8	21,1	34,01	1,68	95	5		
		0,12	1,35	65,9	6,1	28,1	1,58	25	67	8	
		0,18	1,63	69,5	3,6	26,9	1,59	21	48	17	14
		0,12	1,64	62,1	4,4	33,5	1,70	12	76	12	
Мальцовские Злинские Беловежские	Магурский флиш	0,16	1,40	55,7	15,3	29,0	1,75	22	60	4	14
		0,14	1,70	59,8	9,2	31,0	1,78	13	62	20	5
		0,15	1,31	75,2	3,2	21,6	2,00	36	64		

На основании большого сходства гранулометрической характеристики исследованных осадков обеих стратиграфо-тектонических комплексов можно заключить, что в течение всего времени их формирования транспортирующая способность течений была одинаковой. Имеются в виду мелкозернистые осадки, отлагавшиеся в центральной части флишевой геосинклинали, где сила течений сравнительно небольшая. Незначительная разница средних величин медианы и So позволяет заключить, что характер осадконакопления для Дукельского комплекса и Магурского флиша был одинаковым.

В обеих исследованных единицах было вычислено процентное содержание отдельных гранулометрических классов песчаников и алевролитов. Вычисление проводилось на основании числа взятых проб из отдельных слоев (50—100 экземпляров), поэтому этим вычислением только приблизительно иллюстрировано действительное содержание гранулометрических фракций в породах отдельных слоев (см. табл. 1). При гранулометрической классификации взяты следующие гранулометрические интервалы: алевроит (0,05—0,01 мм), мелкозернистый песок (0,05—0,25 мм), среднезернистый песок (0,05—0,25 мм), крупнозернистый песок (0,5—2 мм). Из табл. 1 видно, что наиболее распространенными породами в исследованных комплексах являются мелкозернистые песчаники и алевролиты.

Таблица 2

Окатанность кварцевых зерен из различных типов песчаника

Породы	Угловатые	Полуугловатые	Полуокатанные	Окатанные	Вполне окатанные
Кварцевые песчаники	29,10	38,00	17,60	10,07	4,60
Граувакки	34,10	49,60	10,04	5,00	1,40
Субграувакки	32,20	42,80	14,50	7,60	2,80
Аркозовые песчаники	40,60	41,00	13,20	3,42	1,57

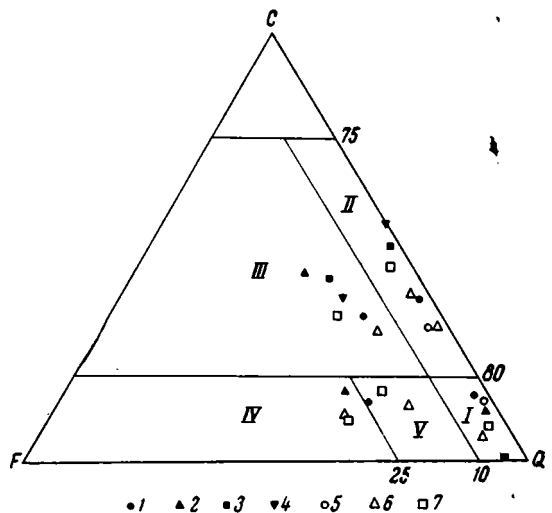
3. ОКАТАННОСТЬ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН

При исследовании окатанности кварцевых зерен во флишевых песчаниках была применена пятиступенная классификационная схема Петтиджона (Pettijohn, 1957): 1) угловатые зерна; 2) полуугловатые зерна; 3) полукатанные зерна; 4) окатанные зерна; 5) вполне окатанные зерна.

В исследованном материале изучалась окатанность кварцевых зерен (фракция 0,1—0,2 мм) в четырех типах песчаников. В табл. 2 приведены данные изучения 20 шлифов из каждого типа песчаников. Результаты приблизительно одинаковые для всех исследованных образцов.

4. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ И АЛЕВРОЛИТОВ

Изучая песчаники флишевой зоны, мы применяли классификацию Петтиджона (Pettijohn, 1949) в обработке Петранека (Petranek, 1963). Вершины классификационного треугольника представляют собой: Q — кварц и устойчивые обломки пород, F — полевые шпаты и неустойчивые обломки пород; C — глинистое вещество. В отличие от



Фиг. 3. Классификационная диаграмма песчаников Q — кварц и устойчивые обломки пород; F — полевые шпаты и неустойчивые обломки пород; C — глинистое вещество; I — кварцевые песчаники; II — субграувакки; III — граувакки; IV — аркозы; V — аркозовые песчаники; Дукельский комплекс; С л о н: 1 — верхнемеловые, 2 — подменилитовые, 3 — менилитовые. Магурский флиш. С л о н: 5 — беловежские, 6 — элиньские, 7 — мальцовские

треугольников диаграммы Петтиджона, Петранек присоединяет к полевым шпатам обломки неустойчивых пород и к кварцу обломки устойчивых пород. Это соответствует принципам Бокмана (Bokman, 1955). Внутреннее разделение классификационного треугольника на отдельные поля (кварцевые песчаники, субграувакки, аркозовые песчаники, граувакки, аркозы) было оставлено таким, как его предложил Петтиджон. Таким образом, модификационная диаграмма основана на содержании устойчивых и неустойчивых зерен и вещества.

На фиг. 3 в классификационной диаграмме изображен средний состав песчаников из различных стратиграфических подразделений (средний состав — это арифметическое среднее из 50—100 планиметрических анализов для каждого комплекса слоев). Из диаграммы видно, что кварц и устойчивые обломки пород (кварциты, кремни) являются преобладающими компонентами песчаников и алевролитов.

Как известно, в осадочных породах встречается кварц трех генетических типов: из изверженных, метаморфических и разрушенных более древних осадочных пород. При оценке содержания кварца разных типов можно сравнительно достоверно отличить кварц, переотложенный из более древних осадков, так как он характеризуется высшей степенью окатанности. Этот тип кварца чаще встречается в некоторых кварцевых песчаниках менилитовых слоев Дукельского комплекса.

Решить вопрос о происхождении большинства угловатых кварцевых зерен в исследованных породах трудно. Такой признак, как волнистое погасание, как показано Блаттом и Кристием (Blatt-Christi, 1963), —

свойствен кварцу не только из магматических, но и из метаморфических пород. Важным отличительным признаком является форма кварцевых зерен. Статистическим исследованием коэффициента удлиненности кварцевых зерен², проведенным Бокманом (Bokman, 1952), установлено, что кварцевые зерна из метаморфических пород вытянуты более, чем зерна из изверженных пород. Бокман вывел среднее значение коэффициента удлиненности для кварцевых зерен из гранитов, равное 1,4, а из метаморфических пород — 1,7. Средние величины коэффициента удлиненности кварцевых зерен в песчаниках исследованных слоев приведены в табл. 1. Эти величины были вычислены как среднее арифметическое из 50—100 шлифов для каждого комплекса слоев. В каждом шлифе было измерено 100—200 зерен.

Приведенные средние величины показывают, что кварцевые зерна в песчаниках Магурского флиша происходят преимущественно от размытых метаморфических серий. В Дукельском комплексе средние величины коэффициента удлиненности меньше. Вероятно, здесь появилась примесь кварца, происходящего от разрушения изверженных пород, скорее всего гранитов. Обломки кварцитов и кремней встречаются в песчаниках лишь спорадически.

Полевые шпаты и неустойчивые обломки пород в обоих комплексах в меньшем количестве, чем кварц (см. табл. 1). Из табл. 1 видно, что содержание полевых шпатов и неустойчивых обломков от более древних слоев к молодым нарастает, причем это наблюдается в обоих исследованных комплексах и обусловлено главным образом увеличением обломков неустойчивых пород (преимущественно известняков). Среднее содержание полевых шпатов во всех изученных стратиграфических подразделениях не превышает 3—4%. Они представлены ортоклазом, плагиоклазом (олигоклаз — андезин), микроклином и местами пертитом. Соотношение ортоклаза и плагиоклаза колеблется в пределах 2:1, 1:1. Источником полевых шпатов, по-видимому, были разрушенные кислые и средние породы.

Таблица 3

Среднее содержание тяжелых минералов, %

Слой	Комплексы	Циркон	Рутил	Турмалин	Гранат	Апатит	Ставролит
Кросненские	Дукельский комплекс	44	10	27	11	16	6
Менилитовые		64	13	10	8	2	—
Подменилитовые		27	14	13	40	6	1
Верхнемеловые	Магурский флиш	11	11	10	64	7	5
Мальцовские		29	7	11	39	12	—
Злинские		43	5	7	33	13	2
Беловежские		36	12	18	30	14	4

Обломки известняков сконцентрированы в самых молодых членах (мальцовские, кросненские слои) обоих комплексов. Преобладают обломки микрозернистых известняков и известняков с калционеллами, спорадически встречаются обломки мелафиров, скорее всего происходящих из нижнетриасовых серий.

Глинистое вещество в песчаниках выполняет пространство между зернами. Речь идет о первичном компоненте породы, отчетливо более тонкозернистом, чем компоненты, в нем заключенные (средние содержания

² Коэффициент удлиненности — соотношение величины наибольшего и наименьшего поперечника зерна в шлифе.

глинистого вещества в процентах для отдельных подразделений даны в табл. 1).

Тяжелые минералы были получены сепарацией в бромформе (фракции 0,1—0,25 мм). В исследованных слоях были обнаружены следующие минералы: циркон, рутил, турмалин, гранат, апатит, ставролит, гиперстен, дистен, амфибол, титанит, эпидот; из непрозрачных — пирит. Количественно определены первые шесть минералов (табл. 3), остальные встречаются спорадически. Содержание тяжелых минералов в разных стратиграфических подразделениях показано в табл. 3.

Токарски (Tokarski, 1946) упоминает о двух характерных минералах флишевых песчаников в Карпатах и Польше, а именно о цирконе и гранате. Их соотношение различно в разных комплексах слоев. Повышение содержания одного из них совпадает с понижением содержания другого.

Таблица 4

Содержание карбонатного цемента для разных типов песчаников, %

Наименование слоев	Субграувакки	Кварцевые песчаники	Граувакки	Аркозовые песчаники и аркозы
Верхнемеловые	14	39	14	—
Подменилитовые	11	38	—	1
Злинские	22	48	15	37
Мальцовские	10	48	18	33

Подобные соотношения наблюдаются и в Дукельском комплексе. Содержание циркона здесь повышается от верхнемеловых слоев к менилитовым, а содержание граната — имеет обратную тенденцию (см. табл. 3).

С генетической точки зрения Темнюк и Рябоконь (1961) выделяют во флишевой зоне Советских Карпат две ассоциации терригенных

минералов: а) первая образована минералами, происходящими от разрушения более древних осадков (циркон, рутил, турмалин), б) вторая образована минералами, типичными для метаморфических пород (гранат, ставролит, дистен, хлорит, биотит). Авторы по этим ассоциациям определяют источники сноса кластического материала. На северо-востоке от исследованного региона они предполагают питающую провинцию, сложенную осадочными породами (она поставляла циркон, рутил, турмалин). Второй источник сноса, по их мнению, находился на юго-западе, где размывались палеозойские метаморфические породы и отсюда поступали гранат, ставролит, биотит и хлорит.

Наши исследования не позволяют точно определить направление сноса тяжелых минералов и на этом основании установить положение и состав питающей провинции. По реконструкциям систем палеотечений во флишевых бассейнах можно предположить, что источники сноса были образованы как осадочными, так и метаморфическими комплексами. Об этом свидетельствует тот факт, что в комплексах слоев, сформированных в обстановке со сравнительно постоянной системой палеотечений, вместе находятся минералы из древних разрушенных осадков (циркон, рутил, турмалин) и из метаморфических пород (гранат, биотит). В исследованных породах преобладающим аутигенным минералом является кальцит. В песчаниках злинских слоев Магурского флиша встречен обильный глауконит.

Из остатков организмов наиболее распространенными являются остатки глобигерин (кальцифицированные, пиритизированные). Менее часты фораминиферы типа роталий и текстулярий. Редко встречаются остатки нуммулитов и дискоциклин. Содержание раковинного материала в среднем не превышает 2—3%.

Цемент песчаников и алевролитов представляет собой хемогенный компонент осадков, который был вторично выделен между зернами в порах и в глинистом веществе уже осажденной породы (Петранек, 1963).

В исследованных мелкозернистых осадках был определен карбонатный цемент, образованный кальцитом. Среднее процентное содержание

его в исследованных осадках приведено в табл. 4. Самое высокое его содержание наблюдается в кварцевых песчаниках, граувакки и субграувакки содержат самые низкие количества.

5. СОДЕРЖАНИЕ ПЕСЧАНИКОВ В РАЗНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯХ

Для каждого из исследованных стратиграфических подразделений было подсчитано процентное содержание различных типов песчаников: субграувакк, граувакк, кварцевых песчаников, аркозовых песчаников и аркоз. Их процентное содержание было вычислено из общего количества проб, взятых из каждого подразделения (по 50—100 кусков). Данные приведены в табл. 5, 6.

6. ТИПЫ СЛОИСТОСТИ

Однородная слоистость — наиболее распространенный тип слоистости в исследованных осадках. Весь слой здесь образован одной фракцией (фиг. 4, 4). Подобную слоистость описывают Кюнен Менард (Kuenen Menard, 1952) из некоторых глубоководных песков, возникших в результате деятельности мутьевых потоков.

Микрослоистость (ламинация) — это чередование осадков разного петрографического состава толщиной менее 1 см. В мелкозернистых породах микрослоистость — наиболее частый тип слоистости. Она встречается как самостоятельный тип слоистости, т. е. отдельные слои образованы чередующимися слоями, или в комбинации с однородной слоистостью, будучи приуроченной к верхней части слоя. В исследованных осадках микрослоистость обычно вызвана либо изменением гранулометрического состава кластического материала, либо изменением содержания глинистого вещества.

Отсортированная слоистость (см. фиг. 4, 1) характеризуется концентрацией более крупнозернистой фракции в нижней части слоя. Кверху осадок становится все более мелкозернистым. Отсортированные слои на изученной территории имеют резкий нижний контакт и менее отчетливый — верхний. В описываемых комплексах чаще встречается простая отсортированная слоистость позитивного характера (Ksiazkiewicz, 1954). Реже наблюдается многократно повторяющаяся отсортированная слоистость (см. фиг. 4, 2). Косая слоистость встречается спорадически и обычно в верхней части песчаниковых и алевролитовых слоев. Она малоразмерна (3—5 мм).

Таблица 5

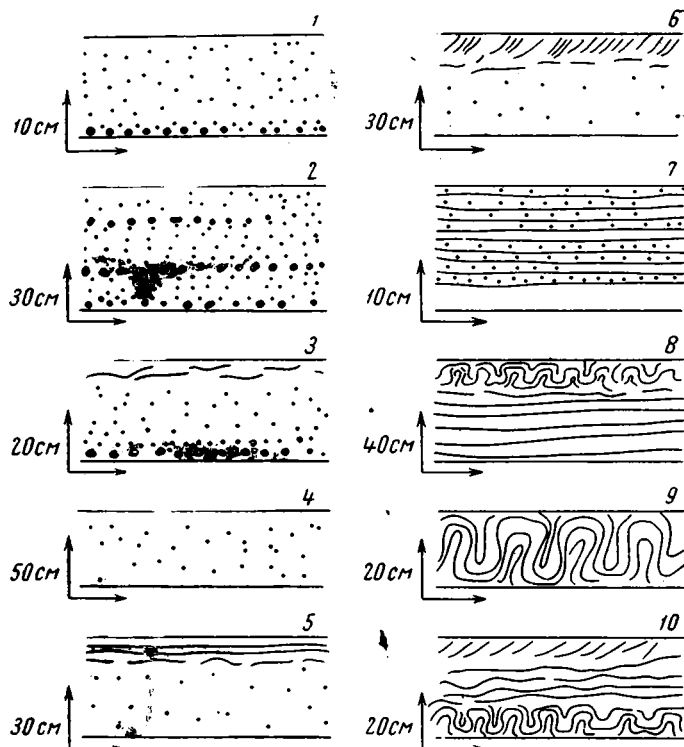
Содержание типов песчаников в разных слоях, %

Типы песчаников пород	Дукельский комплекс, слои			
	верхне-меловые	подменилитовые	менилитовые	кросненские
Субграувакки	70	73	42	57
Граувакки	16	2	17	43
Кварцевые песчаники	12	22	41	—
Аркозовые песчаники	2	—	—	—
Аркозы	—	2	—	—
	Магурский флиш, слои			
	беловежские	элинские	мальцовские	
Субграувакки	50	48	18	
Граувакки	—	30	47	
Кварцевые песчаники	50	12	11	
Аркозовые песчаники	—	6	18	
Аркозы	—	4	6	

Таблица 6

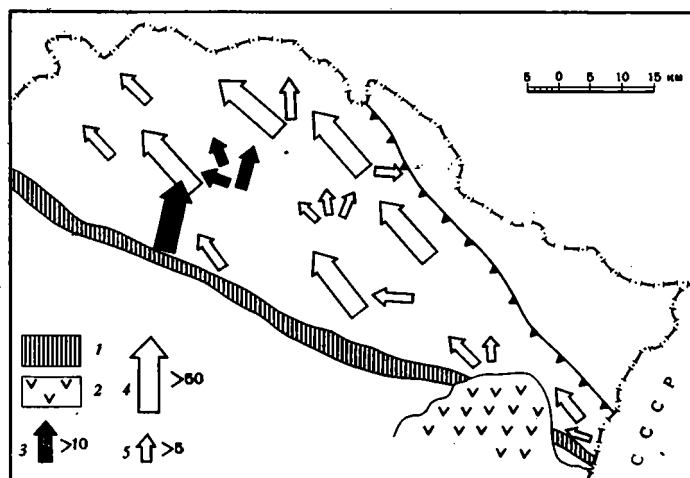
Содержание типов песчаников в исследованных комплексах, %

Типы пород	Дукельский комплекс	Магурский флиш
Субграувакки	59	40
Граувакки	19	26
Кварцевые песчаники	18	24
Аркозовые песчаники	2	8
Аркозы	2	2



Фиг. 4. Наиболее распространенные типы слоистости в исследованных осадках

Слоистость: 1—простая отсортированная; 2—многократная повторяющаяся отсортированная; 3—отсортированная в комбинации с микрослоистостью (ламинация) в верхней части слоя; 4—однородная; 5—однородная с микрослоистостью в верхней части слоя; 6—однородная с косой в верхней части слоя; 7—микрослоистость (ламинация); 8—микрослоистость в комбинации с извилистой слоистостью в верхней части слоя; 9—извилистая слоистость; 10—извилистая слоистость с косой слоистостью в верхней части слоя



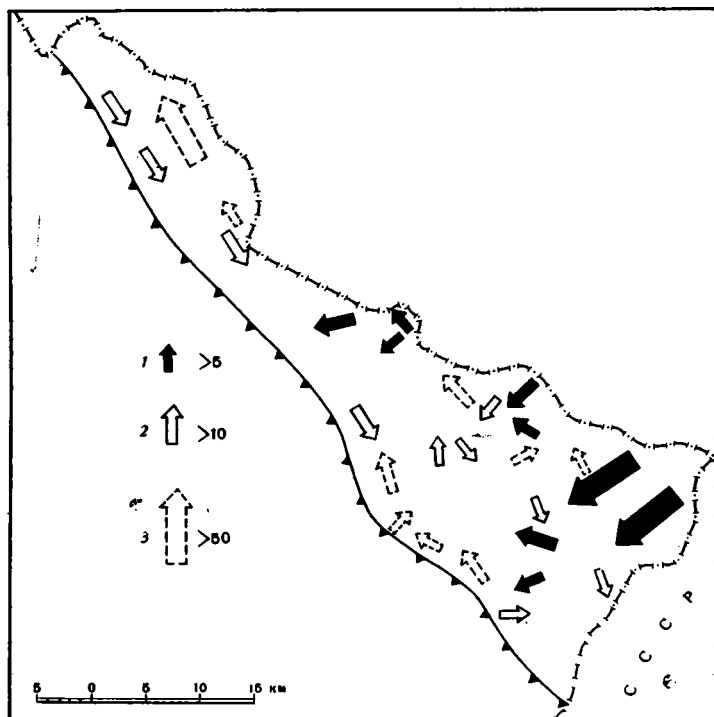
Фиг. 5. Карта направления палеотечений при формировании Магурского флиша

1 — клипсовая зона и ее мантия; 2 — неогеновые вулканиды; 3 — направление турбоглифов в мальцовских слоях; 4 — то же в беловежских и элинских слоях. Цифры у стрелки обозначают число замеров (упрощенная схема по Коробу и др., 1962)

7. ТЕКСТУРЫ НЕОРГАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ (механоглифы)³

Внешние текстуры. Турбоглифы (Куепен, 1957) — наиболее частые текстуры, развитые на нижней поверхности песчаниковых и алевролитовых слоев. Они очень удобны для определения направления транспортировки кластического материала в бассейне. Из-за векторного характера они были основой для исследования ориентированных осадочных текстур во флише Восточной Словакии (Кораб и сотр., 1962).

Ксинмоглифы (Куепен, 1957), подобно турбоглифам, встречаются на нижней поверхности слоев песчаников и алевролитов. На исследованной территории у них правильное линейное направление. Теггоглифы часто встречаются в исследованных отложениях. Знаки ряби очень редки; они попадаются в Дукельском комплексе.



Фиг. 6. Карта направления палеотечений во время формирования Дукельского комплекса

1 — направление турбоглифов в верхнемеловых слоях; 2 — то же в красненских слоях; 3 — то же в подменижтовых слоях. Цифры стрелок обозначают число замеров (упрощенная схема по Корабу и др., 1962)

Внутренние текстуры. Извилистая слоистость выражена изгибающимися без перерыва микрослоями (Куепен, 1953). Часто можно наблюдать целый ряд переходов от слегка волнистых микрослоев до извилистой слоистости. Эти текстуры характеризуются широкими «синклиналями» и узкими «антиклиналями». Они встречаются чаще в верхнемеловых отложениях Дукельского комплекса.

Оползневые текстуры включают все внутрислоевые смятия, возникшие в результате латерального движения осадка, при котором была разрушена первоначальная непрерывность микрослоев. Во флише Во-

³ Термины для обозначения механоглифов взяты у Н. Б. Вассоевича (1953).

сточной Словакии такие текстуры встречаются в виде маломощных пластов (до 50 см) и более крупных горизонтов (мощностью несколько метров); последние характерны для участков, близких к кордильерам. На исследованной территории чаще наблюдаются маломощные оползневые пласты. Они состоят из обломков песчаников, беспорядочно рассеянных в песчано-аргиллитовой основной массе.

Ориентированные текстуры. Магурский флиш был исследован на площади приблизительно 100 км² (Kogab и др., 1962). Изучение ориентировки турбоглифов показало, что во время формирования беловежских и злинских слоев главное направление течения было с юго-востока на северо-запад и не менялось по всей длине бассейна (фиг. 5). Для времени отложения мальцовских слоев была характерна система течений с юга на север и с юг-юго-запада на север-северо-восток; затем оно постепенно меняло направление на северо-западное. В это время кластический материал приносился из области клипповой зоны и ее мантии, где было много известняков.

В Магурском флише различается два вида разноса материала, заполнявшего прогиб (Kuepen, 1957): а) продольное, свойственное главным образом времени формирования беловежских и злинских слоев; б) латеральное, характерное для мальцовского времени (см. фиг. 5). Этим двум видам заполнения свойственны несколько отличные по составу кластические осадки. В мальцовских слоях в песчаниках повышено содержание известняковых обломков, которые указывают на близкий источник сноса.

Отложения Дукельского комплекса характеризуются турбоглифами, указывающими на систему палеотечений, ориентированных с северо-востока и восток-северо-востока на юго-запад и запад-юго-запад (фиг. 6). Эти данные совпадают с результатами замеров Кошарского, Шлазки и Зутка (Koszarski, Slaczka, Zytka, 1961). Подменилитовые слои, являющиеся стратиграфическим эквивалентом беловежских и злинских слоев Магурского флиша, характеризуются турбоглифами, свидетельствующими о том же направлении палеотечений (см. фиг. 6). Во время формирования кросненских слоев преобладала система палеотечений с северо-запада на юго-восток.

8. УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМ ОТЛОЖЕНИЯ ПСАММИТОВ

Анализ условий осадконакопления основан на структурно-минералогических данных, с одной стороны, и на анализе осадочных текстур — с другой.

Изучение гранулометрического состава показало, что мелкозернистые песчаники и алевролиты являются преобладающими кластическими породами. Средне- и крупнозернистые песчаники встречаются спорадически. Приблизительно одинаковая гранулометрия кластических осадков в разных комплексах слоев не дает возможности реконструировать обстановку осадконакопления. В исследованных песчаниках среди мелкозернистой фракции местами встречаются зерна больших размеров. Этот факт, вероятно, является результатом появления более плотных мутьевых потоков. Как известно, мутьевые потоки могут нести обломки различной величины. На основании развития гранулометрически однородных осадков в разных стратиграфических подразделениях можно заключить об одинаковой транспортирующей способности потоков в различные отрезки времени. Это касается мелкозернистых осадков, которыми были выполнены центральные части флишевого трога, где сила мутьевых потоков была сравнительно слабой.

По Фолку (Folk, 1951, 1954) структурная зрелость кластических осадков отражается прежде всего в следующем: 1) отделении пелитовой фракции от более крупнозернистого материала; 2) сортировке псамми-

тового материала; 3) постепенном увеличении окатанности зерен. В исследованных песчаниках содержание глинистого вещества сравнительно высокое, поэтому первая степень структурной зрелости осадка не была достигнута. Вторая степень структурной зрелости была осуществлена. Коэффициент сортировки колеблется в отдельных комплексах слоев от 1,3—1,7. По Траску (Trask, 1932) эти величины характерны для хорошо отсортированного материала. Сортировка песков в море происходит в результате волнения и действия прибрежных потоков. По Кюену и Менарду (Kuenen, Menard, 1952), полная сортировка материала может происходить и в результате деятельности мутьевых потоков. Третья степень структурной зрелости (окатанность зерен) отсутствует.

Выше было показано, что среди изученных пород преобладают субграувакки и граувакки. Они обогащены неустойчивыми компонентами (полевыми шпатами и неустойчивыми обломками пород) и глинистым веществом, т. е. для них характерна общая низкая степень минералогической зрелости. Минералогически наиболее зрелые породы (кварцевые песчаники) встречаются спорадически.

Текстуры исследованных осадков сходны с текстурами, описанными Кюененом и Кароцци (Kuenen, Carozzi, 1953) для флишевых осадков Альп, где их происхождение объясняется деятельностью мутьевых потоков. Исследованием ориентированных осадочных текстур — турбоглифов — были определены основные системы палеотечений в обеих рассматриваемых комплексах, причем в Магурском флише были установлены как продольное, так и латеральное выполнение флишевой геосинклинали. В изученных осадках отсутствуют текстуры, характерные для мелководья (знаки ряби, трещины усыхания, крупная косая слоистость). Несомненно, что исследованные осадки не выходили даже на короткий срок из-под уровня моря в течение всего времени формирования комплексов.

На основании низкой структурной и минералогической зрелости описанных пород и характерных текстур, можно предположить, что псаммитовые осадки возникли в результате деятельности мутьевых потоков в обстановке, близкой к батинальной.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках). Тр. Львовск. геол. о-ва. Геол. сер., вып. 3, 1953.
- Темнюк Ф. П., Рябконов О. С. Выделение минералогических провинций в северо-западной части Украинских Карпат и их значение для палеогеографических реконструкций. Допов. АН УРСР, Н. 7, 1961.
- Blatt H., Christie J. M. Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. J. Sediment. Petrol., 1963, v. 33, № 3.
- Bokman J. Clastic quartz particles as indices of provenance. J. Sediment. Petrol., v. 22, 1952.
- Bokman J. Sandstone classification: relation to composition and texture. J. Sediment. Petrol., v. 25, 1955.
- Durkovic T. Prispevok k petrografii krosnenskeho a magurskeho flysa na vychodnom Slovensku. Geol. prace, pravy 17, 1960.
- Folk R. L. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. J. Sediment. Petrol., v. 21, 1951.
- Folk R. L. The distinction between grain size mineral composition in sedimentary rock nomenclature. J. Geol. 1954, v. 62.
- Koszarski L., Slaczka A., Zytko K. Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Kwart. Geol. 1961, 5, 3.
- Korab T., Nemcok J., Durkovic T., Marschalko R. Prenadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flysi východného Slovenska. Geol. Sbol. SAV, 1961, 13, 2.
- Ksiazkiewicz M. Uwaratwienie frakcjonalne i laminowane we fliszu Karpackim. Roczn. Polsk. Towarz. Geol. 1954, 22, 4.
- Kuenen Ph. H. Significant features of graded bedding. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1953, v. 37, № 5.

- Kuenen Ph. H. Sole markings of graded graywacke beds. J. Geol. 1957, v. 65, № 3.
- Kuenen Ph. H. Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. Verhandel Koninkl. nederl. Geol. Mijnb. Genoot. Geol. Ser. 17, 1957.
- Kuenen Ph. H., Menard H. W. Turbidity currents, graded and non graded deposits. J. Sediment. Petrol, 1952, v. 22, № 2.
- Kuenen Ph. H., Carozzi A. Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins. J. Geol., 1953, v. 61.
- Lesko B., Nemcok J., Korab T. Flys Uzskej hornatiny. Geol. prace, Spravy SAV, 19, 1960.
- Petránek J. Usazené horniny jejich složení vznik a ložiska. CSAV Praha, 1963.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. I. ed. 1949, II. ed. 1957, Harper — Brothers, N. Y.
- Tokarski J. Ciekawe minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii flisowych. Nafta, 1946, 3, 9.
- Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston. 1932.

УДК 549(571.66)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛИТОГЕНЕЗА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

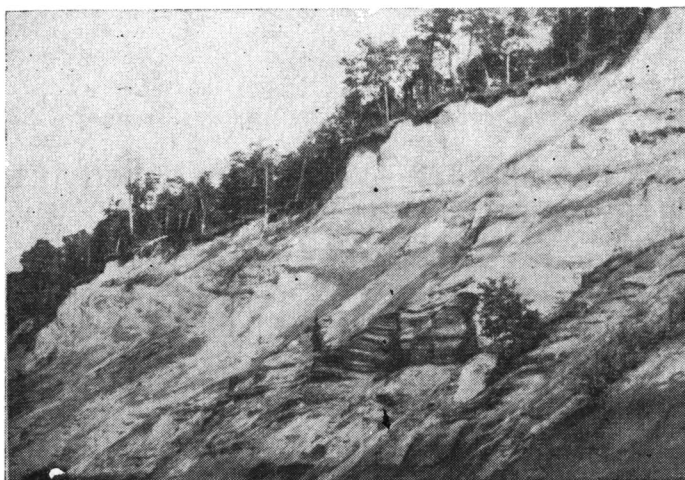
Н. В. РЕНГАРТЕН, Н. П. КУПРИНА

В работе дан фациально-минералогический анализ плейстоценовых отложений Центральной части Камчатской депрессии, проведенный в основном на опорном разрезе толщи (у яра Половинка), но с привлечением материалов наблюдений по другим пунктам (яр Генераловка, Крутой, Большой и пр.). Выявлены особенности толщи, связанные с формированием ее в условиях холодного гумидного климата и постоянного привноса вулканогенного материала. Приведено сравнение плейстоценовых осадков рассматриваемой области, с одной стороны, с континентальными отложениями, накопившимися в той же холодной гумидной зоне, но без участия пирокластического материала (р-н р. Индигирки), и, с другой — с континентальными отложениями жаркого гумидного климата и с привносом в бассейн тирокластики (Карагадинский бассейн).

В пределах Центральной Камчатской депрессии широко развиты континентальные осадочные образования плейстоценового возраста. Они представлены разнообразными по литологическим типам и генезису породами, которые, однако, имеют ряд общих черт, отражающих специфическую обстановку седиментации. Одним из главных факторов, определявших эту обстановку, была близость области осадконакопления к области активной вулканической деятельности. Это обуславливало постоянное поступление в бассейн аккумуляции не только продуктов размыва эффузивных пород, но и свежего пирокластического материала и образование туфогенных осадков с прослоями чистых туфов. Согласно Н. М. Страхову (1960), такие отложения могут быть отнесены к эффузивно-терригенной формации. Вторым фактором, во многом направлявшим процессы седиментации и первых стадий диагенеза осадочного материала, являлся климат. На протяжении рассматриваемого периода он был в общем холодным и влажным. Климатические колебания выражались главным образом в чередовании очень холодных, суровых периодов и периодов относительного потепления, а может быть, и еще большего увлажнения. Этот климатический режим сказывался на видовом составе наземной и водной флоры, а также на физико-химических процессах формирования отложений.

Проведенное нами фациально-минералогическое изучение плейстоценовой толщи континентальных отложений Центральной Камчатской депрессии позволило выявить некоторые общие закономерности континентального литогенеза в условиях обильного привноса тирокластического материала и холодного гумидного климата. Основным объектом исследований был разрез яра Половинка (фиг. 1), расположенный на правом берегу р. Камчатки, в 30 км ниже пос. Мильково. Кроме того, в статье использованы наблюдения и по ряду других разрезов (яр Генераловка, Крутой яр, Большой яр и др.), которые дополняют характеристики отдельных пачек рассматриваемой толщи.

Первые сведения о гранулометрии и минеральном составе обломочного материала четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии имеются в работе С. Л. Кушева и Ю. А. Ливеровского (1940). Приведенные этими авторами данные указывают, во-первых, на однообразие состава терригенного материала четвертичных отложений (обычно преобладают переотложенные продукты механической дезинтеграции



Фиг. 1. Общий вид обнажения плейстоценовой толщи у яра Половинка

андезитов и порфиристов), а во-вторых, на постоянное присутствие в толще пирокластического материала в виде рассеянных лепловых частиц и туфогенных прослоев.

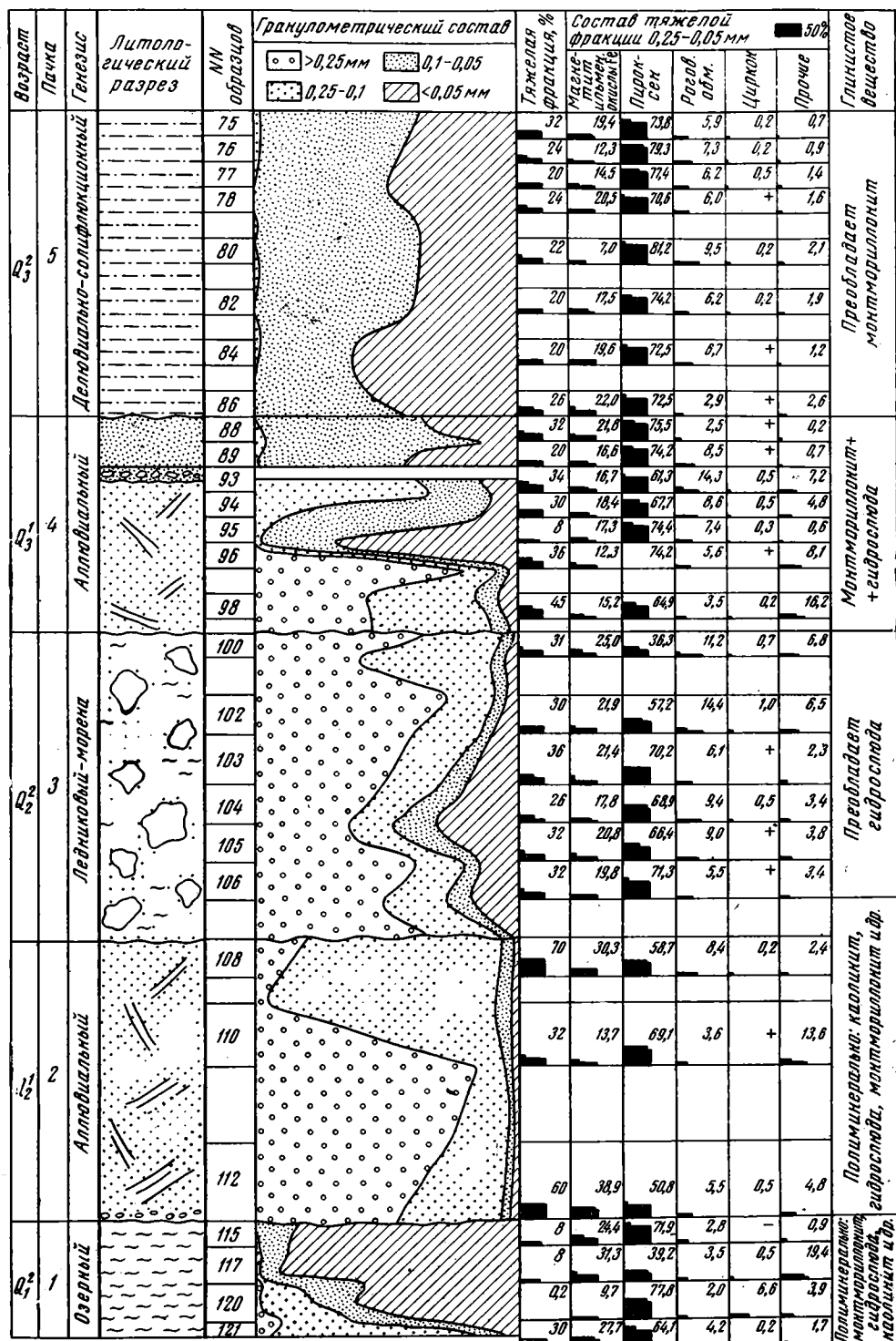
В работе Н. П. Куприной, опубликованной в 1966 г., дана стратиграфическая схема четвертичной толщи, выделены основные генетические типы отложений и приведена, по данным А. Т. Анигаровой, краткая характеристика минерального состава обломочного материала пород каждого генетического типа. Этим и ограничиваются литературные сведения о вещественном составе интересующих нас отложений.

1. ФАЦИАЛЬНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ

В составе плейстоценовой толщи Центральной Камчатской депрессии принимают участие разнозернистые пески с гравием и галькой, алевриты, диатомовые глины, галечники, вулканические туфы, гумусовые торфы и своеобразные песчано-глинистые породы, богатые гравийно-галечным и валунным материалом. Породы толщи рыхлые, легко размокают в воде. Окрашены они в серые и темно-серые тона, обусловленные присутствием растительного детрита и темноцветных, серо-черных обломков эффузивов. Растительные остатки обильны и присутствуют в виде обрывков стеблей и листьев, пылицы и спор, кусков древесины, тонко измельченного углистого детрита, кремневых скелетов диатомей. Породы полностью лишены раковинного материала; из фаунистических остатков известны только редкие местонахождения костей млекопитающих (Васьковский, 1966; Куприна, 1966).

В разрезе у яра Половинка толща расчленяется по фациальным признакам (Куприна, 1966) на пять пачек (фиг. 2).

Пачка 1. (Вид. мощ. около 6,0 м). В основании разреза над урезом воды выходят диатомовые глины с подчиненными прослоями песков и



Фиг. 2. Литологический разрез плейстоценовой толщи у яра Половинка, гранулометрический состав пород, характеристика тяжелой фракции и глинистого материала

пеллов. В других разрезах в этих глинах присутствуют прослои торфа. Генетически глины связаны с осадками обширного озерного водоема. По возрасту пачка относится ко второй половине нижнего плейстоцена¹. Диатомовые глины темно- и синева-то-серого цвета, в воде быстро размокают, в сухом виде они легкие, хрупкие, рассыпаются в порошок. В состав этих пород входят: пелитоморфное глинистое вещество, углистая пыль, обрывки растительной ткани, остатки диатомей и пирокластический материал, представленный осколками кристаллов плагиоклазов, пироксенов и реже амфиболов, обломками основной массы эффузивов (андезито-базальтового ряда) и кислых вулканических стекол (с показателем преломления, близким к 1,498). Размеры пирокластических зерен 0,30—0,10 мм, а остатков диатомей — 0,10—0,01 мм.

Присутствие в глинах непереотложенного вулканогенного материала и остатков диатомей искажают гранулометрическую характеристику терригенных осадков (см. фиг. 2, обр. 115—121): фракции механического анализа крупнее 0,1 мм оказываются состоящими почти целиком из пирокластического материала, а фракции 0,10—0,05 мм — переполненными скелетами диатомей. Собственно терригенная часть осадков сосредоточена в основном в тонких фракциях и представлена пелитоморфным глинистым веществом и измельченным полевошпатовым материалом. По данным рентгеновских исследований², глинистое вещество полиминерально: в его состав входят в переменном количестве монтмориллонит, гидрослюда, каолинит и изредка хлорит.

В глинах встречаются аутигенные выделения пирита (в виде мелких шарообразных зерен) и карбоната кальция. Последний составляет не больше 2% и дает мелкие пелитоморфные сгустки.

Торфяные прослои, которые встречаются среди диатомовых глин, постоянно содержат значительную примесь пирокластического материала (обломков эффузивов, кристаллов плагиоклазов реже пироксена) и пелитоморфного глинистого вещества. Эта примесь обуславливает высокую зольность торфяной массы. В небольшом количестве здесь присутствуют и скелеты диатомей. Л. И. Боголюбова, просмотревшая образцы торфов из всего разреза плейстоценовой толщи, пришла к выводу, что торфяные прослои из пачки диатомовых глин принадлежат остаткам древесной растительности³ и что органическая масса здесь очень слабо разложена. По степени метаморфизма торф может быть отнесен к мягкому бурому углю (отражательная способность 0,32).

Нам представляется, что накопление диатомовых глин шло на участках обширного озерного водоема, достаточно удаленных от устьев рек и примыкавших к плоскому заболоченному побережью. Здесь создавались условия, благоприятные для осаждения пелитоморфного терригенного материала и растительных остатков. Последние поступали в изобилии главным образом с примыкавшего берега. Прослои мелкозернистых песков в глинах указывают на эпизодические проникновения сюда отдельных протоков подводных русел. Судя по составу обломочного материала этих песков, в области сноса преобладали свежие эффузивы андезито-базальтового состава и их туфы.

Низкая степень разложения растительного материала, заключенного в диатомовых глинах, и отсутствие явных признаков вторичных изменений терригенного глинистого вещества этих пород позволяют думать, что процессы диатогенеза были развиты очень слабо. Очевидно, холодные воды бассейна тормозили развитие бактериального разложения растительных остатков, а следовательно, и не появлялось достаточного коли-

¹ Здесь и ниже возраст пачек принят по Н. П. Куприной (1966).

² Рентгеновские анализы фракций < 0,001 мм проведены в лаборатории Геол. ин-та АН СССР под руководством В. А. Дриц.

³ Это хорошо согласуется с данными Л. А. Скиба по спорово-пыльцевым анализам (Куприна, Скиба, 1963).

чества органических кислот — одного из главных факторов, способствующих изменению глинистого вещества. Те же холодные воды ускоряли и пресипитацию глинистого материала, что приводило к более быстрому перемещению вверх по осадку окислительной пленки. Постоянное поступление в бассейн пирокластического материала ускоряло накопление осадка и сокращало время существования окислительной пленки. Внезапные обильные выбросы пирокластического материала приводили к появлению прослоев чистых пеллов.

Обращает на себя внимание тот факт, что главная масса кристалло- и литокластического материала состоит из осколков пироксенов, средних и основных плагиоклазов и обломков основной массы андезито-базальтов, а витрокластический материал сложен почти исключительно кислыми стеклами. Мы объясняем это тем, что свежие основного характера стекла, которые, несомненно, попадали в бассейн вместе с осколками пироксеновых и плагиоклазовых фенокристов, чрезвычайно быстро разлагались в силу своей крайней неустойчивости.

Пачка 2 (мощность до 30 м). С резким размывом на озерных глинах лежат аллювиальные отложения — разнозернистые пески, содержащие линзы гравия и галек. В нижней части пачки встречаются торфяные прослои. Возраст — первая половина среднего плейстоцена. Песчаные породы рыхлые, косослойные. Слоистость обусловлена чередованием линзовидных серий осадков разной крупности зерен. Гравийно-галечный и крупнопесчаный материал окатан, более мелкий окатан слабее. Вверх по разрезу пески становятся более мелкозернистыми, уменьшается количество гравия и галек. В основании пачки (0,5—1,0 м от подошвы) присутствуют многочисленные куски древесины, веток и т. д., а немного выше — линзы торфа. Всюду пески хорошо отмыты от глинистого материала. Количество последнего редко превышает 3% (см. фиг. 2, обр. 108—112). Обломочный материал полимиктовый грауваккового типа. В его составе принимают участие продукты размыва свежих эффузивов андезито-базальтового состава; обломки основной массы этих пород, кристаллов плагиоклазов, пироксена. Глинистая фракция имеет сложный и переменный состав. В ней присутствуют: каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, смешаннослойный хлорит-вермикулитовый компонент, полевые шпаты, кварц.

По устному сообщению Л. И. Боголюбовой, торфяные прослои, встречающиеся в песчаной пачке, сложены растительным материалом древесного происхождения. Степень углефикации низкая, растительная масса находится на стадии торфа (отражательная способность достигает всего лишь 0,22). Л. И. Боголюбова отмечает, что растительный материал разложен хотя и слабо, но все же сильнее, чем в торфяных прослоях пачки 1. Торфы зольные, главным образом вследствие примеси песчано-алевритового материала; встречаются редкие скелеты диатомей.

По происхождению песчаная пачка связана с аллювиальными осадками мощной предгорной реки, которая отлагала в русле лишь песчано-галечный материал, а алевритовые и пелитовые частицы почти целиком выносила в конечный водоем стока. Пойменный аллювий был, вероятно, развит слабо. Периодически на пойме возникали заболоченные участки, но они быстро засорялись песчаным материалом и перекрывались русловыми осадками. Спорово-пыльцевой анализ этих отложений позволил Л. А. Скиба заключить, что климат того времени был теплее современного (Куприна, Скиба, 1964).

Пачка 3 (мощность 20 м). На размытой поверхности аллювиальной серии залегает морена — песчано-глинистые отложения с включениями валунов, гравия и гальки. Морена по времени связана с максимальным среднелейстоценовым оледенением. Она буровато- и светло-серая, состоит из резко несортированного материала (см. фиг. 2, обр. 100—106): в алеврито-глинистую массу беспорядочно включены песчаные и гравий-

ные зерна, галька, остроугольная щебенка и крупные валуны, достигающие в диаметре 0,5—0,8 м и имеющие сглаженные формы. В морене помимо продуктов механической дезинтеграции туфов и эффузивов андезито-базальтовой магмы, присутствуют обломки биотитовых гранитов, кварцевых диорит-порфиров, микроклинизированных плагиогранитов, кремнистых и глинистых сланцев, метаморфизованных песчаников, кислых и средних туфов и эффузивов древнего облика и др. Полимиктовый состав характерен для грубообломочного материала. В песчаных и более мелких фракциях преобладают обломки основной массы эффузивов и их туфов, кристаллов пироксенов, плагиоклазов и т. д. Поэтому составы тяжелых фракций алевритовой размерности из моренных и аллювиальных отложений сходны (см. фиг. 2). Глинистое вещество морены полиминерально, но преобладающим компонентом являются диоктаэдрические гидрослюда, отмечаются монтмориллонит и смешаннослойная фаза, образованная чередованием хлоритовых и вермикулитовых пакетов.

Существенные различия в составе обломочного материала морены и речных отложений указывает на то, что ледник формировался далеко за пределами водосборной площади предшествующей реки.

Пачка 4 (мощность до 20,0 м). С резким размывом морена перекрыта аллювиальными отложениями — разнозернистыми песками и алевритами с прослоями торфа. Возраст — начало верхнего плейстоцена (межледниковье). Эта пачка сложена аллювиальными отложениями и отчетливо делится на две подпачки. Нижняя с глубоким размывом залегает на морене и принадлежит в основном осадкам речного русла. Она состоит из средне- и мелкозернистых рыхлых песков (см. фиг. 2, обр. 93—98), содержащих подчиненные прослои алевритов и торфа. В основании — линзы гравия и галек. Верхняя подпачка связана с осадками пойменных фаций и представлена главным образом алевритами (см. фиг. 2, обр. 88, 89), среди которых присутствуют линзы песков и торфа. В ее основании лежит слой галечника (обнажение у яра Половинка) или гравелита (обнажение у яра Генераловка).

Русловые пески желтовато-бурые и темно-серые с прерывисто-горизонтальной, волнистой и косой слоистостью. Многие песчаные зерна покрыты пленкой гидроокислов железа. Песчаный и алевритовый материал состоит из обломков основной массы эффузивов, вулканических туфов, кристаллов пироксена, зональных плагиоклазов и обломков кремнисто-глинистых сланцев. В алевритовой фракции встречаются редкие зерна кварца и осколки вулканических стекол.

Алевритовые осадки поймы серые и темно-серые от обилия растительных остатков. В песчаных фракциях этих пород присутствуют осколки стекол и пластинки биотита. В состав алевритового материала входят зерна основных и средних плагиоклазов, осколки вулканических стекол, обломки эффузивов, глинистых сланцев, пластинки хлорита, слюд, обломки кристаллов пироксена. Много органического вещества в виде обрывков телефицированной ткани, углистой пыли, бурого коллоидального гумусового вещества. Некоторые обрывки растительной ткани сопровождаются выделениями сидерита, который образует агрегаты мелких сферолитов, сильно окисленных с поверхности.

В отдельных прослоях породы пачки значительно обогащены крупными (0,25—0,50 мм) осколками вулканических стекол часто пузырчатой текстуры.

Глинистое вещество песчано-алевритовых пород пелитоморфно, рентгеновским анализом в нем установлены монтмориллонит с примесью гидрослюда или каолинита.

По устному сообщению Л. И. Боголюбовой, растительная масса торфяных прослоев разложена слабо, что, вероятно, связано с кратковременным существованием торфяников и их быстрым захоронением. Степень метаморфизма торфа низкая (отражательная способность 0,20—0,21).

Исходная растительность принадлежала преимущественно травам и кустарникам. Торфы сильнозолевые вследствие примеси песчано-алевритовых частиц, глинистого материала и скелетных остатков диатомей. По данным спорово-пыльцевых спектров (Куприна, Скиба, 1964), климат того времени был теплее современного климата Центральной Камчатки. С этим выводом согласуется появление в отложениях аутигенного (диагенетического) сидерита.

Пачка 5 (мощность до 25,0 м). Разрез венчается делювиально-солифлюкционными образованиями, представленными алевритами и глинистыми алевритами, среди которых присутствуют прослои вулканических туфов. Эти образования синхроничны верхнеплейстоценовому оледенению. Они широким плащом перекрывают эродированную поверхность, контактируя то с мореной, то с отложениями разных горизонтов второй аллювиальной пачки (пачка 4) и т. д. Для пород пачки 5 обычны только мелкий углистый детрит. В них найдены костные остатки млекопитающих, по которым определены следующие холодолюбивые формы: *Mammuthus primigenius* (Blüm.), *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Alcealus* L., *Leyus timidus* L.

В составе обломочного материала пород описываемой пачки принимают участие местные продукты дезинтеграции вулканических туфов, эффузивов и рыхлых осадочных образований, т. е. обломки основной массы средних и основных эффузивов, зональных плагиоклазов, пироксенов, пластинки слюд, хлорита и осколки бесцветных (с показателем преломления, близким к 1,498) и бурых (с показателем преломления 1,501—1,508) стекол. Глинистая фракция, судя по рентгенограммам, принадлежит в основном монтмориллониту, в ней отмечены гидрослюды, вермикулитоподобный минерал, полевые шпаты. Интересно заметить, что в породах пачки 5 количество валового железа (табл. 1) обычно несколько

Таблица 1

Содержание P_2O_5 , Mn, Fe в породах плейстоценовой толщи

Пачка	№ образца	$\% P_2O_5$	Общее растворимое Mn	Fe _{общ}	Fe легкорастворимое		Fe труднорастворимое		Fe пирит.
					Fe''	Fe'''	Fe''	Fe'''	
5	49	0,18	0,11	5,69	0,89	1,29	0,78	2,68	0,05
	51	0,11	0,13	5,24	0,78	1,34	1,01	2,01	0,10
	66	Не опр.	0,11	5,35	1,17	1,57	0,39	2,17	0,05
	68	0,23	0,07	4,84	1,00	1,62	0,23	1,95	0,05
	217	0,21	0,07	4,53	0,89	1,40	0,36	1,62	0,06
4	224	Не опр.	0,09	4,86	1,17	0,56	0,62	2,45	0,06
	227	0,21	0,09	4,88	0,67	2,12	1,16	0,90	0,03
	232	0,18	0,09	5,16	0,54	2,59	0,63	1,38	0,02
3	243	0,23	0,58	4,52	1,45	1,01	0,11	1,90	0,05
	108	0,23	0,11	5,34	1,56	0,90	0,79	1,44	0,15
	109	0,18	0,09	4,61	1,73	0,61	0,06	2,18	0,03
2	111	Не опр.	Не опр.	4,28	0,96	1,22	1,22	0,84	0,04
	113	0,16	0,16	5,0	2,61	0,96	0,07	1,33	0,03
	115	0,18	0,21	5,85	1,84	2,11	1,06	0,80	0,04
1	117	0,16	0,07	2,51	0,67	0,78	0,56	0,28	0,22
	119	0,15	0,11	4,28	0,91	1,27	0,99	1,02	0,09

выше, чем в породах других пачек; при этом главная масса железа находится в труднорастворимой форме, т. е. связана с силикатами. Очевидно, господство низких температур в сочетании с малым количеством органического вещества особенно сильно подавляло в диагенезе процессы химического разложения силикатов с переводом железа в подвижную форму. Породы пачки 5 имеют столбчатую отдельность и образуют крутые обрывы.

В плейстоцене в Центральной Камчатской депрессии фациальная обстановка осадконакопления несколько раз существенно менялась. Она то оказывалась занятой обширным водоемом, то превращалась в арену действий речных потоков, то заполнялась движущейся массой ледника, а затем снова становилась речной долиной.

Закономерное чередование в разрезе плейстоценовой толщи пачек различных по тенезису пород позволило наметить основные этапы в истории геологического развития области седиментации (Куприна, 1966).

Породы любой генетической пачки имеют свои отличительные черты. Однако эти черты тускнеют на фоне тех ярких особенностей, которые являются характерными уже для толщи в целом и которые отражают общую обстановку литогенеза Центральной Камчатской депрессии.

Формирование плейстоценовой толщи здесь шло при гумидном холодном климате и постоянном привносе обильного пирокластического материала.

Периодические изменения фациальных условий седиментации, очевидно, вызывались колебаниями климатического и тектонического режимов страны. Климат изменялся либо в сторону небольшого потепления, либо максимального похолодания, оставаясь всегда влажным и достаточно холодным.

Остановимся на тех особенностях плейстоценовых отложений депрессии, появление которых было связано с общей обстановкой литогенеза — с климатом и положением депрессии в региональном тектоническом плане.

Для пород всех пачек, исключая пачку ледниковых образований (пачка 3), характерно, что в составе обломочного материала главная роль принадлежит продуктам механической дезинтеграции средних и основных эффузивов. Слабая степень окатанности и сортировки песчаных и более крупных зерен в аллювиальных осадках, а также сравнительно высокое содержание в последних тяжелых минералов не только алевроитовой, но и песчаной размерности, указывают на довольно короткий путь переноса материала и немногократность его переотложения. Свежий облик обломков пироксенов, основных плагиоклазов и других пород служит доказательством того, что размывались породы, не затронутые процессами выветривания и что захоронение обломочного материала в области аккумуляции происходило быстро.

Все это позволяет сделать вывод о том, что источники сноса терригенного материала находились близко от области седиментации и были сложены туфами и лавами (андезито-базальтовой магмы). Иначе говоря, терригенный материал поступал из области развития наземного вулканизма.

Отложения, связанные с деятельностью ледника (пачка III), характеризуются тем, что в них, наряду с большим количеством местного обломочного материала, заимствованного при разрушении эффузивов, присутствует песчаный и галечно-валунный материал из пород, развитых в центральных частях Срединного хребта и Кумроча. Например, обломки микроклинизированных плагиогранитов могли быть занесены лишь из района Эссо (Срединный хребет). По-видимому, к началу оледенения Срединный хребет представлял собой высокое горное сооружение, которое стало крупным центром оледенения.

На протяжении всего периода накопления четвертичной толщи в бассейнах аккумуляции в переменном количестве, но почти непрерывно поступал лито-, кристалло- и витрокластический материал. Наиболее благоприятные условия для фиксации пирогенного материала в осадках существовали в озерных и озерно-пойменных бассейнах, а также на свободных от воды пространствах, где происходили делювиально-солифлюк-

ционные процессы. В моменты особенно обильного привноса пеплового материала в условиях слабой подвижности водных масс и относительно медленного осаждения терригенного материала образовывались прослои чистых туфов. Когда же пирокластический материал попадал в речные потоки, он быстро входил в общий баланс терригенного обломочного материала, подвергался вместе с ним сортировке, водной обработке и т. д. В результате пирогенный материал, теряя свой индивидуальный облик, становился не отличимым от нормального терригенного материала того же состава.

Все породы рассматриваемой толщи характеризуются несколько повышенным в сравнении с кларком содержанием P_2O_5 (см. табл. 1). Возможно, это связано с присутствием в породах обломков эффузивов и, в частности, осколков пузыристых стекол с полостями, заполненными фосфатом.

Породы толщи сероцветны. Окраска их зависит не только от обилия обломков эффузивов, но и от распыленного растительного материала. Последний присутствует, кроме того, и в виде обрывков тканей, остатков пыльцы и спор, кусков древесины и т. д. В аллювиальных и озерных отложениях имеются торфяные прослои. Это указывает на то, что во время накопления толщи на суше существовал постоянный растительный покров. Самым же убедительным доказательством влажности климата того времени служит видовой состав наземной флоры (Куприна, 1966). С влажным климатом связана и еще одна особенность толщи. Все ее породы лишены хемогенного карбоната кальция и совершенно не содержат остатков известковых раковин. Очевидно, обилие растительности на суше приводило к обогащению поверхностных вод углекислотой, а это обуславливало высокую растворимость карбоната и исключало возможность фиксации его в осадках. Последнее обстоятельство усугублялось еще и низким содержанием в растворах бикарбонатов, что находилось в прямой зависимости от состава материнских пород: размывались главным образом свежие, почти бескарбонатные породы эффузивной серии. Вот почему рассматриваемые отложения оказались лишенными и аутигенного карбоната и раковинного материала.

Для всех пород разреза, независимо от их генезиса, характерно низкое содержание глинистого вещества. Даже так называемые синие глины и покровные суглинки не являются в этом отношении исключением. В «синих глинах» пелитовая фракция составляет в среднем 70%, но она включает кроме глинистых частиц большое количество опала (скелетные остатки диатомей), а также тонкий пепловый материал. В суглинках наряду с глинистым пелитоморфным материалом всегда присутствуют пепловые частицы. В песчаных и алевроитовых породах пелитовая фракция составляет не более 3% и помимо глинистых частиц она также содержит распыленный кварц-полевошпатовый пепловый материал.

Мы усматриваем две основные причины низкого содержания в толще глинистого вещества. Первая связана со своеобразием источников сноса — свежие эффузивы и их туфы были бедны такими продуктами гипергенеза, как глинистые минералы. Вторая причина заключалась в том, что при седиментации, вследствие холодного климата, совершенно не шли процессы разложения обломочных частиц, а также пептизация и коагуляция глинистых коллоидов.

Очень ярко в породах толщи отражена роль при седиментации и раннем диагенезе температурных показателей климата в сочетании со скоростью захоронения осадочного материала. В породах любого генезиса глинистое вещество не проявляет уловимых следов диагенетических преобразований, а растительный материал характеризуется чрезвычайно малой степенью бактериального разложения. Следовательно, био- и хемогенные процессы во время накопления плейстоценовой толщи были подавлены. Холодный климат и быстрое захоронение осадков — вот основ-

ные факторы, отрицательно действовавшие на постседиментационные изменения, как глинистого, так и растительного материала.

П. П. Тимофеев и Л. И. Боголюбова (1962) подчеркивают, что слабая степень разложения растительного материала есть показатель быстроты захоронения торфогенного слоя, в котором только и происходит активное бактериальное разложение растительного вещества. Авторы указывают, что такие условия возникают при усиленном опускании области осадко- или торфонакопления. Очевидно, и обильное поступление в бассейн аккумуляции пеплового материала (увеличивающее скорость осадконакопления) также укорачивало время существования торфогенного слоя. Возможно, в условиях Камчатки быстрота захоронения осадков вызывалась и осаждением пепла и скоростью опускания.

Наблюдения показывают, что интенсивность диагенетических преобразований глинистого вещества в континентальных отложениях во многом определяется количеством в осадке активного, т. е. разлагающегося или жизнедеятельного органического вещества (Ренгартен, Константинова, 1965). Оно при прочих равных условиях тем сильнее будет стимулировать процессы изменения глинистого вещества, чем выше и устойчивее температурные показатели климата. В условиях влажного жаркого или теплого климатов даже при достаточной скорости накопления осадков какая-то часть глинистого вещества⁴ всегда успевает пройти заметную стадию диагенеза и утратить первичный терригенный облик. Глинистое вещество рассматриваемых отложений не прошло *in situ* коллоидального состояния и последующих стадий синерезиса, отчего полностью сохранило пелитоморфную терригенную структуру. Этим можно объяснить и сыпучесть пород разреза, т. е. полное отсутствие цементирующих свойств глинистого материала.

Устойчиво холодные условия ослабляли миграционную способность таких относительно подвижных элементов, как железо и марганец. Из табл. 1 видно, например, что количество окисных соединений марганца почти не превышает кларковых содержаний.

Валовое железо иногда несколько превышает кларки (см. табл. 1), но это только за счет обилия обломков железистых силикатов. На долю же реакционноспособного железа приходится от 48 до 62% общего количества железа. Среди подвижного железа наряду с окисным всегда присутствует в заметных количествах и закисное. Последнее, вероятно, связано с органическим веществом и хлоритом. Очевидно, холодный климат тормозил высвобождение железа из силикатных минералов материнских пород, и в бассейн аккумуляции поступало ограниченное количество подвижного железа. В самих же осадках окислительная пленка чаще всего была предельно тонка и существовала очень короткое время, а следовательно, процессы окисления, в частности железа, развивались слабо.

* * *

В заключение мы приводим сравнение четвертичных отложений Центральной Камчатки, с одной стороны, с отложениями, которые накапливались в условиях тоже холодного и влажного климата, но без участия пирокластического материала, а с другой — с отложениями, образовавшимися при очень теплом гумидном климате и с привносом в бассейн аккумуляции пирокластического материала. В первом случае взяты озерно-аллювиальные четвертичные отложения р. Индигирки (Лаврушин, 1963), во втором — верхняя половина озерно-аллювиальной карагандинской свиты карбона Караганды (Ренгартен, 1957). Для краткости и наглядности сравнительную характеристику приводим в виде табл. 2, в которой отчетливо видна большая роль температурных показателей клима-

⁴ В первую очередь вещества, находящиеся вблизи корневой системы.

Отсутствуют

Участие при седиментации пирокластического материала наложило определенный отпечаток на характер континентальных отложений Камчатки и Караганды. В обоих случаях синхроничный вулканизм проявлялся в областях размыва, выражался в излияниях лав андезитового и андезито-базальтового составов. В область седиментации воздушным путем поступали пепловые частицы и особенно обильно вносились реками продукты механической дезинтеграции свежих туфов и лав. В результате

97

накапливались осадки грауваккового типа и образовывались прослои пеплов. Процессы же диagenетических изменений близкого по составу эффузивного (пирокластического и переотложенного) материала в осадках Карагинского и Камчатского бассейнов седиментации протекали далеко не одинаково.

В Карагинском бассейне теплый климат благоприятствовал разложению растительного вещества и минеральных компонентов осадков. Особенно активно вместе с глинистым материалом различным превращениям подвергались пепловые частицы. При разложении силикатов высвобождались кремнезем, глинозем и другие более прочные соединения, которые были реализованы в процессах образования монтмориллонита, каолинита, хлорита и т. д.

Иная картина была в камчатской области аккумуляции. Здесь низкотемпературный режим прежде всего ограничивал развитие процессов разложения растительного вещества, а следовательно, и ослаблял процессы постседиментационных изменений глинистого материала. Оставались не измененными обломки полевых шпатов, пироксена, слюд. Только осколки вулканических стекол, особенно основного состава, как наименее устойчивые, даже в этих условиях подвергались разложению.

Н. М. Страхов (1960^{1, 2}) справедливо подчеркивает, что вне зависимости от климатических условий седиментации, вулканогенно-осадочным толщам всегда присущи специфические черты. Однако надо заметить, что диagenетические преобразования пирокластического материала наравне с нормально-осадочным также контролируются климатом, который оставляет свой след и на формирующихся эффузивно-осадочных толщах.

ЛИТЕРАТУРА

- Васьковский А. П. Среднечетвертичный лось на Камчатке. Колыма, 1966, № 1.
Кушев С. Л. и Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 32, 1940.
Куприна Н. П. Стратиграфия четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена Камчатки. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.
Куприна Н. П., Скиба Л. А. К палеогеографии верхнеплейстоценового межледниковья Камчатки. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8.
Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перелазных областей материковых оледенений. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 87, 1963.
Ренгартен Н. В. Роль пирокластического материала в карагинской свите Карагинского бассейна. Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 5.
Ренгартен Н. В. и Константинова Н. А. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 137, 1965.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, II, Изд. АН СССР, 1960.
Тимофеев П. П. и Боголюбова Л. И. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления. Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 4.

Геологический институт
Москва

Дата поступления
14.IV.1967

УДК 552.512(470.22)

ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ ПРОТЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ КАРЕЛИИ

Ю. Б. БОГДАНОВ, А. С. ВОИНОВ, А. П. КАЗАК, В. З. НЕГРУЦА

В работе дано литолого-петрографическое описание глубокометаморфизованных протерозойских конгломератов Карелии. Описаны их распределение, состав, условия залегания и ритмичность. Делается попытка реконструкции условий их образования и выявления возможных источников обломочного материала.

Изучение метаморфизованных конгломератов докембрия представляет большой интерес. Особенное значение имеет выявление и детальное исследование грубообломочных пород среди глубокометаморфизованных толщ нижнего докембрия. Связано это с тем, что конгломераты на таких стратиграфических уровнях встречаются редко, что обусловлено, с одной стороны, еще сравнительно малой изученностью этих образований, а с другой, по-видимому, неблагоприятными условиями седиментации для накопления конгломератов в нижнем докембрии. Вместе с тем известно, что конгломераты представляют собой наиболее «консервативные» осадочные образования, которые хорошо сохраняют первичные седиментационные признаки даже на высших ступенях метаморфизма (Сидоренко, Лунева, 1961; Безденежных, Негруца и Негруца, 1968; Харитонов и др., 1964). В связи с этим конгломераты являются ценнейшими индикаторами палеогеографических и палеотектонических условий осадконакопления. Изучение конгломератов в значительной степени способствует обособленному выделению серий осадочных горных пород, разделенных фазами тектогенеза, т. е. основных региональных стратиграфических единиц докембрия.

Метаморфизованные конгломераты на территории восточной части Балтийского щита описывали многие исследователи (Хазанович, 1948; Чернов и Стенарь, 1960; Лунева, 1963; Бельков, 1964; Богданов и Воинов, 1964; Харитонов, 1941, 1963; Харитонов и др., 1964; Кратц, 1963; Дагелайский, 1961; Богданов и др., 1965; Прияткина, 1960; Кириченко, 1960; Негруца, 1963; Негруца и Негруца, 1965 и др.).

Наиболее древние глубокометаморфизованные конгломераты в пределах Карелии известны в районе Гимол-Суккозера (Зап. Карелия) и оз. Вороньего (Вост. Карелия). В последнее время такие же образования установлены В. Е. Руденко в районе восточного берега Совдозера.

В статье описаны конгломераты района оз. Вороньего. Материалом для нее послужили специальные литолого-стратиграфические исследования, проведенные в 1961—1964 гг.

Конгломераты оз. Вороньего интересны тем, что они расположены в области сочленения двух крупнейших разновозрастных супракрустальных комплексов докембрия Карелии: карелид и беломорид. Кроме того,

хорошая сохранность первичных структурных и текстурных признаков этих пород позволяет воссоздать условия их накопления.

Конгломераты оз. Вороньего изучались В. И. Робоненом, С. А. Дюковым и впоследствии В. А. Шкворовым. Согласно наиболее полным данным В. И. Робонена (Кратц, 1963), они приурочены к толще парагнейсов, начинающих разрез протерозоя в этом районе и фиксируют собой крупный перерыв и несогласие между породами архея (беломориды) и нижнего протерозоя (докарелий).

Район распространения конгломератов относится к Тунгудско-Шуэзерской зоне карелид, представляющей собой часть северо-восточного крыла Летнеозерской синклинойной структуры.

Основными структурными элементами беломорской толщи, распространенной на северо-востоке района, являются купола различных форм и размеров, сложенные массивными гранито-гнейсами. В синклиналильных структурах между ними обнажаются толщи слоистых гнейсов различного состава, слагающие верхние части разреза беломорского и частью низы карельского комплексов. Для карельских толщ характерны сравнительно узкие линейные структуры преимущественно северо-западного простирания. В зоне сочленения с породами беломорской толщи их северо-западная ориентировка постепенно сменяется северо-восточной. Необходимо подчеркнуть, что в зоне сочленения беломорских и карельских образований наблюдается полная сопряженность структур этих комплексов.

Сводный разрез беломорских и карельских супракрустальных образований следующий (снизу):

1. Толща массивных биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов в верхней части разреза слоистых, переходящих выше по разрезу в биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и амфиболиты.

2. Толща высокоглиноземистых гнейсов (биотитовых, двуслюдяных, гранатовых, ставролитовых и кизанитовых), которые вверху сменяются оргоамфиболитами и амфиболовыми сланцами. К основанию этой толщи приурочены горизонты полимиктовых конгломератов и местами аркозы и кварциты.

3. Толща гнейсов различного состава с линзами полимиктовых конгломератов, сменяющихся выше амфиболитами так называемого пебозерского типа (Судовиков, 1934).

4. Толща основных и кислых эффузивов в средней части разреза с туфобрекчиями и конгломератами; в основании — горизонт мономинеральных косослоистых кварцитов и гравелитов с прослоями пиритизированных кварцевых конгломератов.

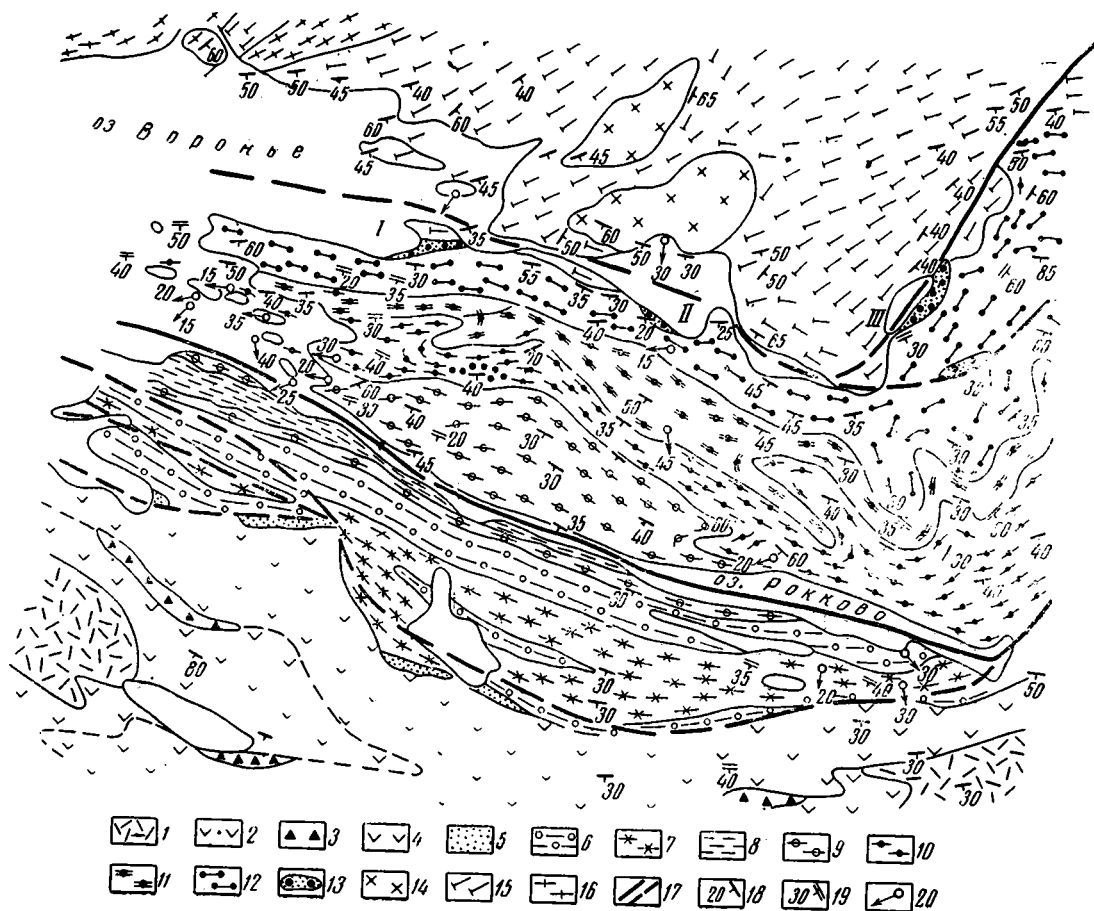
5. Толща основных эффузивов с линзами полимиктовых конгломератов в основании (р. Летняя).

6. Толща кварцитов с прослоями кварцевых конгломератов и местами с полимиктовыми конгломератами и туфоконгломератами в основании.

7. Толща кварцито-песчаников с горизонтами красноватых сланцев и водорослевых доломитов, сменяющихся выше метадиабазами. В ее основании залегают гранитные конгломераты с гальками подстилающих кварцитов.

Первая выделенная толща по общепринятым представлениям относится к беломорской серии архея. Вторая — большинством исследователей рассматривается в составе верхних частей разреза беломорид. Третья, а также четвертая и пятая толщи, известные в литературе под названием пебозерской и тунгудско-надвицкой серий, рассматриваются в составе нижнего, а две верхние (сегозерская и онежская) — среднего протерозоя (Кратц, 1963). По представлениям Л. Я. Харитонova (1963, 1964), породы первой толщи относятся к верхнему архею, а образования, слагающие лежащие выше толщи, — к нижнему протерозою.

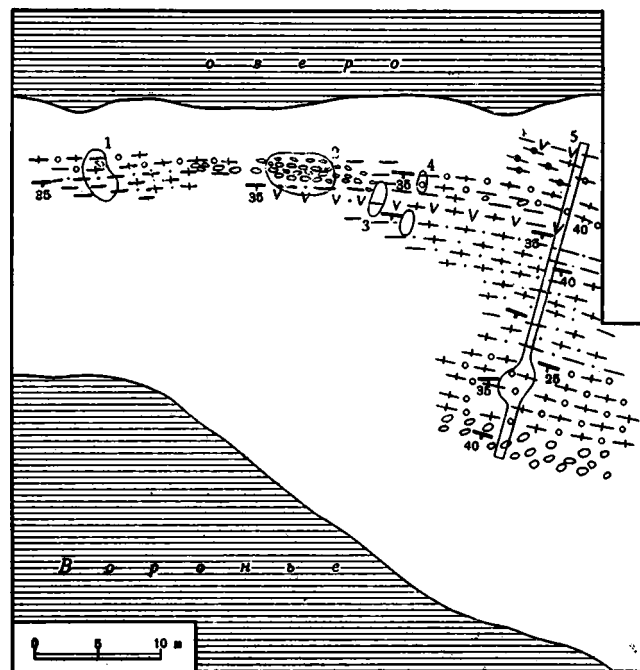
По данным Ю. Б. Богданова и А. С. Воинова (1964), В. З. Негруца и Т. Ф. Негруца (1964), в разрезе докембрийских толщ района выделяются архейские (первая толща), нижнепротерозойские (вторая — третья толщи, или тикшозерская и пебозерская серии) и среднепротерозойские комплексы (четвертая — седьмая толщи, — нижнетунгудсконадвицкая, верхнетунгудско-надвицкая (сариолийская), сегозерская и онежская серии).



Фиг. 1. Схема геологического строения района оз. Вороньего

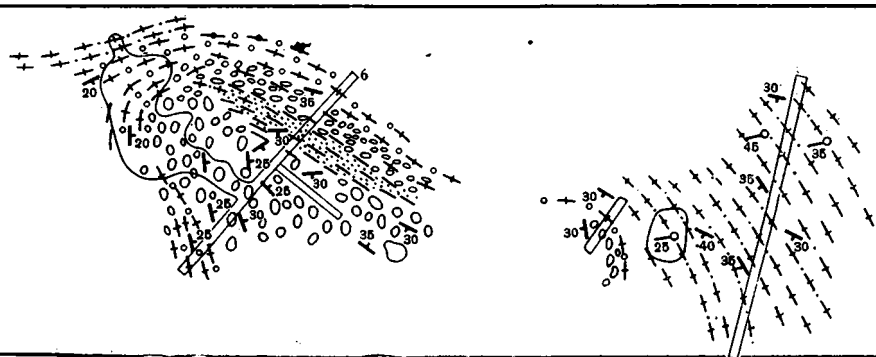
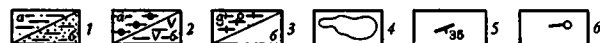
1 — кварцевые порфиры, 2 — метадиабазы и метамандельштейны; 3 — туфобрекчии и туфоконгломераты; 4 — метадиабазы, частично ортоамфиболиты; 5 — кварциты с прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов, 6 — параамфиболиты с прослоями ортоамфиболитов, биотитовых и амфиболовых гнейсов; 7 — ортоамфиболиты; 8 — биотит-амфиболовые гнейсы; 9 — параамфиболиты; 10 — биотитовые гнейсы; 11 — ортоамфиболит-эпидот-биотит-роговообманковые гнейсы и сланцы; 12 — ставролитовые, кинитовые, двуслойные гнейсы с гранатом; 13 — полимиктовые конгломераты; 14 — амфиболовые гнейсо-диориты; 15 — ортоамфиболиты с прослоями параамфиболитов; 16 — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы; 17 — разрывные нарушения; 18 — кристаллизационная сланцеватость; 19 — склоность; 20 — ось складок.

I—II—III — участки: пролив Гангаз-лампи; южный берег Гангаз-лампи, оз. Безмяное.



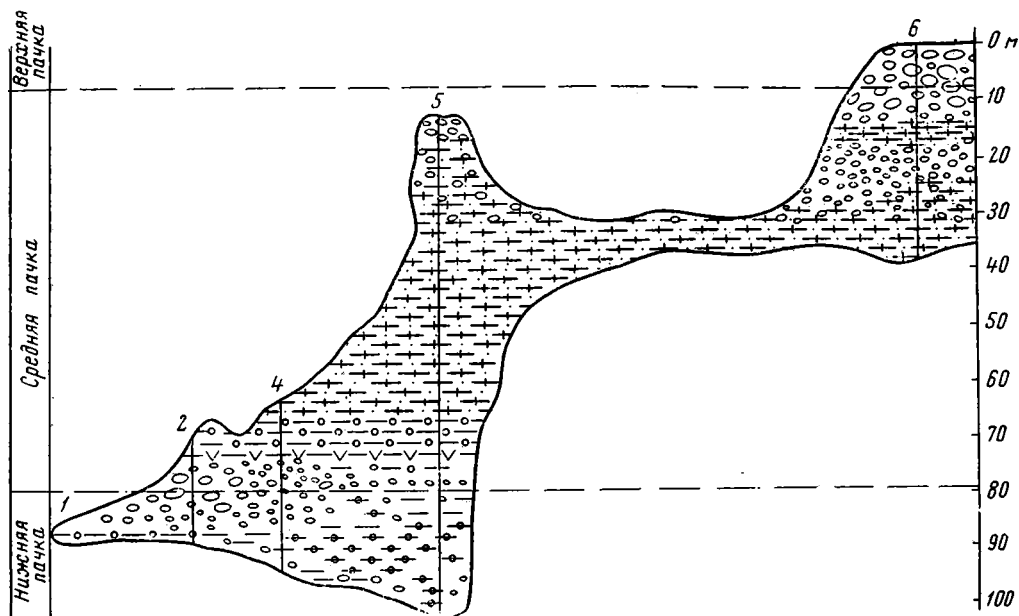
Фиг. 2. Схематический план участка пролив Гангаз-лампи

Мелко- и среднезернистые биотит-гранатовые гнейсы с редкими порфиробластами роговой обманки (а); мелкозернистые тонко-горизонтальнослоистые кварцитовидные гнейсы с роговой обманкой (б); 2—тонкослоистые биотит-амфибол-гранатовые гнейсы и амфиболиты (а); амфиболиты (б); 3—гнейсы с гальками и редкогальечные конгломераты (а); конгломераты (б); 4—контуры обнажения или расчистки и их номера; 5—элементы залегания горизонтальной слоистости и совпадающей с ней кристаллизационной сланцеватости; 6—оси складок



Как видно из фиг. 1, конгломераты залегают на амфиболовых гнейсах и амфиболитах беломорской серии и образуют прерывистый горизонт линз, прослеженный по простиранию на 6 км.

Породы конгломератового горизонта хорошо обнажены и детально изучены на трех участках: оз. Воронье (пролив Гангаз-лампи I), южный берег Гангаз-лампи (II), и у Безымянного озера к востоку от Гангаз-лампи (III).



Фиг. 3. Сопоставление разрезов через толщу конгломератов

Усл. обозн. см. на фиг. 2

В крайнем западном из известных выходов (у пролива оз. Гангаз-лампи) конгломератовый горизонт залегает моноклинально (фиг. 2). Местами конгломераты смяты в небольшие складки с шарнирами полого погружающимися на юго-восток. В наблюдаемой части разреза отчетливо устанавливается ритмичное строение горизонта, обусловленное чередованием конгломератов, гнейсов, и амфиболитов (фиг. 3). Выделяются три пачки пород, соответствующие трем мезоритмам. Нижняя (А) — неполная (вследствие отсутствия нижней части пачки) начинается мелкозернистыми тонкослоистыми гнейсами и кристаллическими сланцами, переходящими вверх по разрезу в средне- и крупнозернистые слоистые гнейсы с редкими мелкими (до 2,5 см) гальками, и заканчивается мелко- и среднегалечными конгломератами. Средняя пачка (Б) сложена в нижней части среднегалечными конгломератами, постепенно сменяющимися мелкогалечными. Последние, в свою очередь, переходят выше по разрезу в гнейсы с редкими гальками, а затем в средне- и мелкозернистые слоистые кварцитовидные тонкослоистые гнейсы и амфиболиты. Верхняя часть разреза пачки представляет собой зеркальное отражение разреза нижней ее части.

Верхняя пачка (В) — неполная (из-за отсутствия верхней части разреза) представлена крупно- и среднегалечными конгломератами.

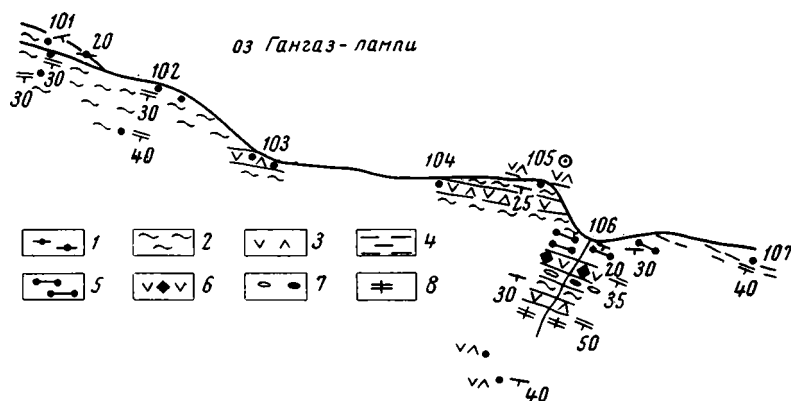
Конгломераты наблюдаются в виде линз с постепенными переходами в вертикальном и в латеральном направлениях во вмещающие гнейсы. Мощность нижней конгломератовой линзы составляет 10 м, верхней — 25 м.

Переходы между ритмами также постепенные. Ритмы полные трансгрессивно-регрессивные, бассейнового типа, что определяется хорошо выраженной горизонтальной¹ слоистостью во вмещающих гнейсах.

На южном берегу оз. Гангаз-лампи в ряде береговых обрывов прослеживается конгломерато-гнейсовый горизонт, согласно залегающий на амфиболитах (фиг. 4). В разрезе этого горизонта тонко-горизонтально-слоистые гнейсы сверху сменяются косослоистыми гнейсами с гальками и маломощными линзами мелкогалечных конгломератов. К югу после маломощного прослоя горизонтальнослоистых гнейсов и небольшого перерыва в обнажениях наблюдаются валунно-галечные конгломераты, сменяющиеся снова гнейсами. На них залегают порфиробластические ортоамфиболиты.

Для описываемого участка характерна хорошо выраженная в гнейсах косая слоистость. Типичны однонаправленные, сходящиеся или выполаживающиеся книзу косые серии. Первоначальный наклон кося слоистости ориентирован в южных румбах под углом 25°. Слоистость обусловлена чередованием разнозернистых гнейсов, отличающихся, кроме того, содержанием слюд, иногда она выражена рядовым расположением галек. Мощность слойков 0,5—1 см, реже до 3 см. Косослоистые серии имеют форму клиньев, ориентированных в направлении наклона слойков. Такие же клинья образуют и конгломераты. Мощность косослоистых серий достигает 40 см. Морфологически описываемый тип кося слоистости сходен с кося слоистостью типа приустьевых частей потоков (Ботвинкина, 1962).

Наиболее хорошо обнажен и полно представлен конгломератовый горизонт на юго-восточном берегу безымянного озера, к востоку от оз. Гангаз-лампи. Здесь конгломераты и сопутствующие им гнейсы обнажаются на крыле крупной антиклинальной складки. Они падают на во-



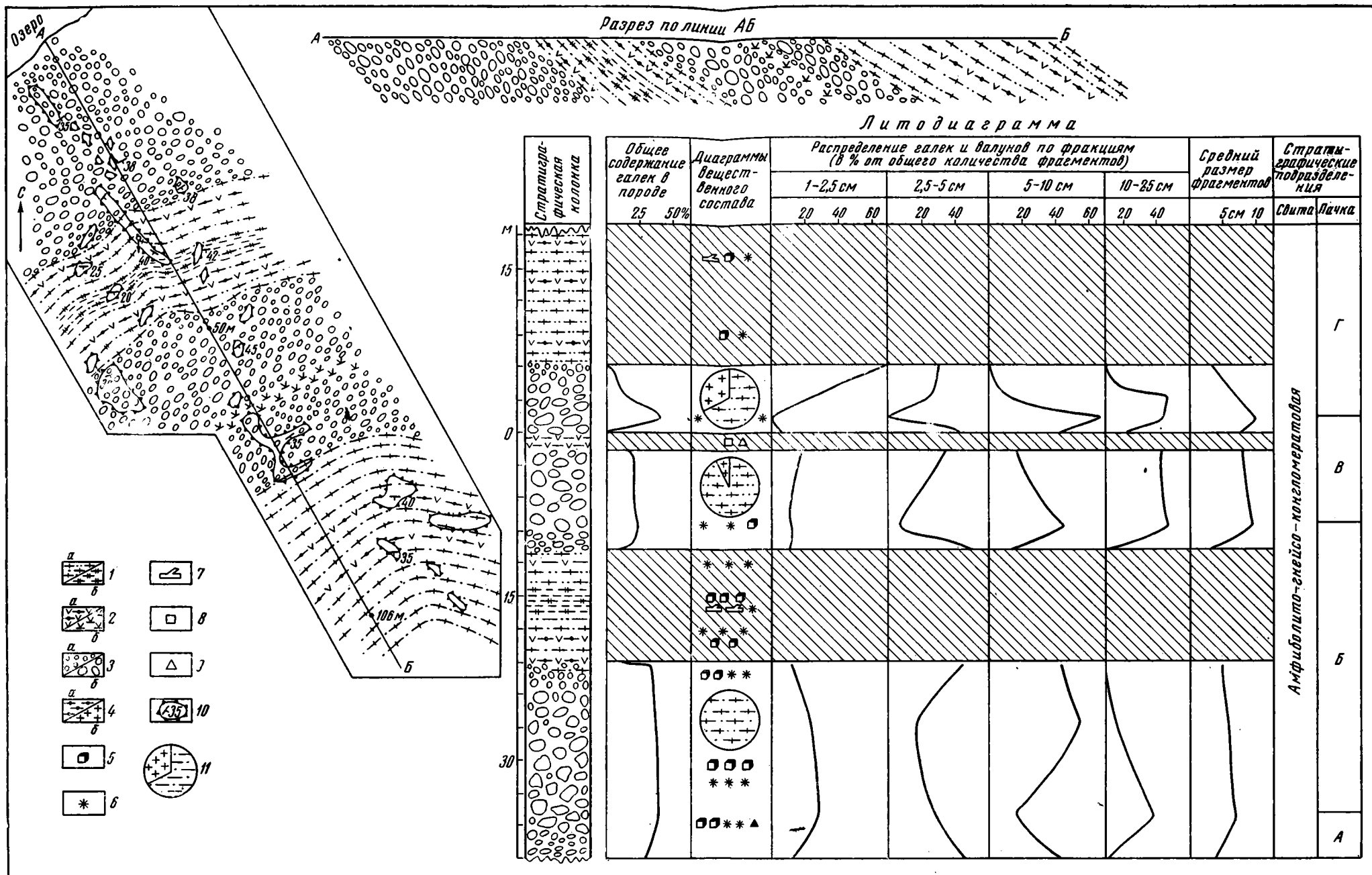
Фиг. 4. Схематический план участка «южный берег Гангаз-лампи»

1 — порфиробластические неяснослоистые амфиболиты; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — полевошпатовые ортоамфиболиты; 4 — тонко-горизонтально-слоистые биотитовые гнейсы; 5 — косослоистые биотитовые гнейсы; 6 — гранатые параамфиболиты; 7 — конгломераты; 8 — слоистые амфиболовые гнейсы

сток и юго-восток под углами от 20 до 80°. Как и в районе Гангаз-лампи, этот горизонт залегаєтся на амфиболитах. Его строение изучено послойно по двум разрезам, расположенным в юго-западном и северо-восточном концах участка (фиг. 5).

Как следует из приведенной литодиаграммы, строение конгломератового горизонта на описываемом участке, так же как и в рассмотренных ранее случаях, характеризуется отчетливо выраженной ритмичностью.

¹ В понимании Л. Н. Ботвинкиной (1962).



Фиг. 5. Структура и основные литологические черты конгломеративного горизонта поразрезу АБ

1— гнейсы (а); двуслюдяные гнейсы и мелкокристаллические сланцы (б); 2— тонкослоистые порфириобластические амфиболиты (а); мелко зернистые массивные амфиболиты с реликтами миндалекаменной терстуры (б); 3— конгломераты; мелко- и среднегалечные (а); крупногалечные и валунные (б); 4— амфиболиты порфириобластические массивные (а); галька гранитоидов (б). Характерные минералы: 5— гранат; 6— роговая обманка; 7— ставролит; 8— пирит; 9— магнетит; 10— контуры обнажений и элементы залегания слонистости; 11— диаграммы распределения фрагментов (по петрографическому составу) в конгломератах

Выделяются четыре пачки, причем каждая из них соответствует мезоритму.

Нижняя пачка (А), обнаженная лишь в юго-западном конце участка, представлена мелко- и среднегалечными конгломератами, соответствующими ее регрессивной части. Следующие три пачки прослеживаются по всему участку. Две из них (Б и В) имеют трансгрессивно-регрессивное строение, верхняя — трансгрессивное. Для трансгрессивно-регрессивных ритмов характерно симметричное строение. Нижние и верхние части ритмов представлены валунными, крупно- или среднегалечными конгломератами, переходящими вверх и вниз по разрезу в мелкогалечные конгломераты и ритмичнослоистые гнейсы с гальками. Средние части ритмов представлены горизонтальнослоистыми, ставролитовыми гнейсами, ритмично чередующимися с параамфиболитами, обогащенными гранатом. Иногда здесь присутствуют маломощные пластовые тела ортоамфиболитов по мандельштейнам (см. фиг. 5). Верхняя пачка (Г) — трансгрессивная — представлена валунно-галечными конгломератами, постепенно переходящими выше в горизонтальнослоистые гнейсы с гальками. Выше по разрезу прослеживаются двуслюдяные и высокоглиноземистые гнейсы, на которых залегают ортоамфиболиты, заканчивающие разрез тикшеозерской серии.

Конгломераты в пределах этого участка слагают два основных слоя, мощность верхнего меняется от 16 (на северо-западе участка) до 30 м на юго-востоке, неполная мощность нижнего слоя 18 м. Кроме того, конгломераты образуют маломощные линзы небольшой протяженности в гнейсовых членах ритмов.

Содержание галечного материала в конгломератах всех участков варьирует в широких пределах и закономерно меняется по разрезу в соответствии с ритмичным строением горизонта в целом. По содержанию фрагментов устанавливаются две разновидности грубообломочных пород: гнейсы и амфиболиты с гальками и собственно конгломераты. В гнейсах и амфиболитах количество галек и валунов меняется от 1—2 галек на 1 м² породы до 25% от объема породы. Следует подчеркнуть, что галечный материал обычно распределен неравномерно. Наряду с линзовидными скоплениями с нечеткими контурами наблюдаются отдельные изолированные гальки и валуны размером до 0,5 м, как бы «плавающие» в отчетливо горизонтальнослоистой породе; в этом случае слоистость в породе согласна облекает гальки.

В собственно конгломератах содержание фрагментов меняется от 25 до 90%. Наибольшее количество галечного материала приурочено к основанию и верхам мезоритмов. Характерно, что в конгломератах, наряду с горизонтальной слоистостью, местами наблюдается косая слоистость. Как указывалось выше, наиболее типична однонаправленная выполаживающаяся слоистость, реже наблюдается мелкая перекрестная волнистая слоистость. Конгломераты, как правило, хорошо отсортированы.

По размерам фрагментов среди конгломератов выделяются мелкогалечные (1—2,5 см), среднегалечные (2,5—5 см), крупногалечные (5—10 см), валунно-галечные (10—25 см) и валунные (25 см — 1 м) разновидности (см. фиг. 5). В плане перечисленные разновидности образуют линзовидные скопления протяженностью от первых метров до первых сотен метров, при мощности от 10 см до 8 м с постепенными переходами между ними, реже устанавливается «пилообразный» тип их соотношений.

В районе наблюдается закономерное уменьшение размера фрагментов в конгломератах в направлении с востока на запад.

По петрографическому составу в конгломератах выделяются гальки и валуны гранитоидных пород, гнейсов, амфиболитов, кварцитов и кристаллических сланцев.

Гранитоидные породы наблюдаются в виде хорошо окатанных галек и валунов шаровидной или караваеобразной формы размером от 1 см до 1 м. Наиболее часто встречаются крупные гальки и мелкие валуны с четкими контурами. Фрагменты гранитоидных пород установлены в конгломератах южного берега оз. Гангаз-лампи и на оз. Безымянном. В первом случае они составляют до 25% общего количества галек в породе, во втором — содержание галек и валунов сильно варьирует, составляя в различных частях слоев конгломератов от первых долей до 100% (см. фиг. 5). Отчетливо устанавливается постепенное уменьшение их содержания до полного исчезновения в направлении с востока на запад; параллельно происходит уменьшение среднего размера фрагментов от крупных валунов до мелких галек.

Выделяются две разновидности гранитоидов: наиболее распространенными являются среднезернистые светло-серые плагиограниты с характерной очковой текстурой, обусловленной крупными выделениями кварца. Плагиограниты обычно гнейсовидные, реже массивные. Они состоят из плагиоклаза (45—55%), кварца (32—40%), биотита (до 10%), акцессорные представлены цирконом и апатитом. Плагиоклаз ($A_{п26}$ —28%) образует как мелкие изометрические, так и крупные таблитчатые слабо серицитизированные зерна, иногда с вростками кварца. Структура породы гранобластовая и бластогранитная с реликтами крупных таблитчатых зерен плагиоклаза. Характерны линзовидные закономерно-ориентированные скопления кварца, придающие породе гнейсовидный облик.

Меньшее распространение имеют гальки темно-серых среднезернистых диоритов, отличающихся от плагиогранитов присутствием роговой обманки до 15% и почти полным отсутствием кварца. В диоритах местами сохраняются участки с реликтовой гипидиоморфной структурой.

Гальки и валуны гнейсов, в отличие от фрагментов гранитоидов, устанавливаются по всей площади развития конгломератов. Однако их содержание в породе также сильно варьирует, составляя в различных частях слоев и горизонтов (см. фиг. 5) от единиц до 100%. Размер галек гнейсов колеблется от 1 до 30 см, преобладают гальки фракции 5—10 см. Мелкие и средние гальки всегда сильно развальцованы и имеют вытянутую веретенообразную или уплощенную форму и расположены плоской стороной параллельно слоистости породы. Отношение длинной оси к короткой изменяется от 2 до 5, иногда достигает 10. Часто гальки деформированы и изогнуты, согласно слоистости, в мелкие складки. Крупные гальки и валуны гнейсов подвержены развальцеванию менее интенсивно, однако и они, несомненно, переориентированы, располагаясь в плоскости слоистости и совпадающей с ней кристаллизационной сланцеватости. Для крупных галек и валунов также характерна плоско-удлиненная форма с отношением длинной оси к короткой в пределах 3—7.

Среди галек гнейсов выделяются светло-пепельно и розовато-серые средние и мелкозернистые иногда кварцитовидные разновидности, сходные по своему облику и составу с гнейсами, вмещающими конгломераты. По составу выделяются биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-амфиболовые гнейсы. Отчетливо устанавливается одновременная кристаллизация порфиروبласт граната и роговой обманки в цементе и в гальках гнейсовых пород (фиг. 6, А, Б). В распределении порфиروبласт граната выявляется тенденция к обогащению ими участков, примыкающих к ослабленным зонам — трещинам, участкам рассланцевания, которые пересекают как гальки, так и цемент конгломератов. Гнейсы из галек сложены в основном кварцем, плагиоклазом ($A_{п28-32}$) и биотитом.

Изометричные зерна граната включают рудный минерал и турмалин. В зернах граната по трещинкам развиваются вторичные биотит и хлорит. Биотит основной массы породы иногда замещается мусковитом и хлоритом.

Типичным для описываемых конгломератов является постоянное присутствие фрагментов амфиболитов. По форме и соотношению с цементом они сходны с фрагментами гнейсов. Они так же сильно развальцованы, строго ориентированы в плоскости кристаллизационной сланцеватости, а иногда изогнуты в соответствии со складчатостью породы. Содержание галек и валунов амфиболитов непостоянно. Наиболее типичны фрагменты амфиболитов для третьего, восточного, участка развития конгломератов, особенно для его крайней юго-восточной половины. Здесь в средней части верхнего слоя конгломератов содержание их достигает 52% и наблюдаются валуны размером до 0,5 м. На остальной площади развития конгломератов общее содержание галек амфиболитов, как правило, не превышает 1—2%, редко поднимаясь до 10%, при этом размер галек обычно менее 10 см.

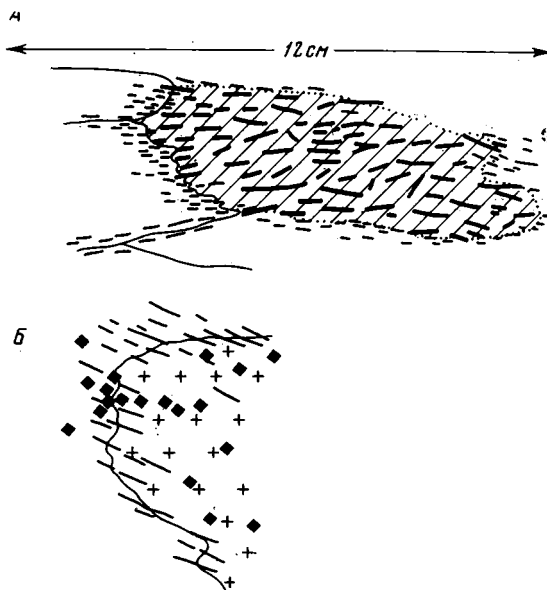
Среди амфиболитов, составляющих фрагменты галек, выделяются равномерно- и крупнозернистые порфиробластические разновидности. Особенно характерны гранатосодержащие амфиболиты; отчетливо устанавливается одновременная кристаллизация амфибола и граната галек с аналогичными минералами цемента в процессе регионального метаморфизма (см. фиг. 6, А, Б). Амфиболиты сложены агрегатами порфиробласт роговой обманки иногда с биотитом; более мелкозернистая ткань породы образована плагиоклазом (андезином), эпидотом, редкими зернами карбоната и рудным минералом.

Гальки кварцитов и кристаллических сланцев единичны. Они появляются в конгломератах, распространенных вблизи оз. Вороньего. Кварциты образуют овально-удлиненные хорошо окатанные гальки с четкими контурами. Размер их 1—5 см.

Кварциты светло-серые, среднезернистые, массивные, состоят они из кварца (до 70—95% объема породы), редких зерен плагиоклаза и мелкочешуйчатого мусковита, заполняющего пространство между зернами. Структура породы гранобластовая, часто с реликтами отчетливой бластопаппитовой структуры.

Сланцы наблюдаются в виде сильно уплощенных фрагментов (по длинной оси до 7 см, толщина 1—3 см). Это светло-зеленовато-серые мелкозернистые породы, состоящие из кварца, биотита и хлорита.

Цемент конгломератов различный и соответствует трем группам пород: слюдяным гнейсам, реже кристаллическим сланцам, амфиболовым гнейсам и амфиболитам. Породы первой группы представлены в основном биотитовыми, реже двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами; в них обычно присутствует гранат, полевой шпат (плагиоклаз) пред-



Фиг. 6. Характер деформации галек и распределения порфиробласт граната и роговой обманки в конгломератах

А — прорастание галек основной породы (косая штриховка) и гнейсов порфиробластами роговой обманки (штрихи); Б — прорастание гальки гранитовидной породы (крестики) порфиробластами граната (кубики) и роговой обманки (штрихи)

ставлен андезином (Ап 28—32). В зонах диафтореза развивается более поздний хлорит.

Цемент, соответствующий амфиболовым гнейсам, развит менее широко. Чаще всего он образует прослои в слюдяных гнейсах. Между этими двумя группами гнейсов иногда видны постепенные переходы как по разрезу, так и по простиранию. Структура основной ткани породы немато- и гранобластовая.

Амфиболовый цемент характерен в основном только для восточного участка развития конгломератов; здесь устанавливаются также прослои амфиболитов, переслаивающиеся со слюдяными и амфиболитовыми гнейсами. Часто наблюдаются постепенные переходы амфиболитов в амфиболовые гнейсы. Наиболее распространены средне- и крупнозернистые порфиروبластические разности амфиболитов. Особенно характерны гранатосодержащие амфиболиты. Амфиболиты сложены агрегатами порфиروبласт роговой обманки с биотитом и гранатом. Мелкозернистая основная ткань породы образована плагиоклазом (Ап 32—40), эпидотом и редкими зернами карбонатов. Изредка в прослоях гранатовых амфиболитов встречаются порфиروبласты ставролита.

Среди гнейсов, вмещающих конгломераты, встречены кварцитовидные породы с мусковитом, образующие маломощные линзовидные прослои. Эти породы состоят в основном из кварца и переменного количества мусковита. Мусковит играет роль порового или, реже, базального цемента. Отчетливо видны реликты бластопаппитовой структуры.

Для цемента и пород, вмещающих конгломераты, характерны слоистые текстуры. На двух западных участках мощности единичных слоев составляют доли и единицы сантиметров. В чередовании гнейсов различного состава устанавливается слабо выраженная мелкая ритмичность. На восточном участке распространения конгломератов ритмичное чередование выражено значительно отчетливее. Мощность различных частей ритмов увеличивается до десятков сантиметров и даже до метров. В качестве примера ниже приводится описание одного из таких ритмов (снизу):

1. Валунный конгломерат	1 м
2. Тонко переслаивающиеся амфиболиты и гнейсы, частью мелкогалечные конгломераты	1,5 »
3. Микроритмичнослоистые гнейсы и амфиболиты (последние преобладают)	3 »
4. Тонко чередующиеся амфиболиты и гнейсы с галькой гранитоидов и гнейсов	1,25 »
5. Валунный конгломерат	0,5 »

Среди описанных пород иногда встречаются прослои ортоамфиболитов, согласно залегающих с вмещающими гнейсами. Они представляют собой покровы диабазов, иногда мандельштейнов (восточный участок развития конгломератов).

Отмеченные выше особенности состава и текстур цемента позволяют считать, что первоначально породы цемента представляли собой песчано-глинистые осадки (гнейсы и сланцы), которые переслаивались с песчано-карбонатными или глинисто-мергелистыми породами, отчасти, вероятно, туффитами (амфиболиты и амфиболовые гнейсы) и реже — пелитовыми отложениями (ставролитовые гнейсы). Еще реже встречаются песчаники, превращенные в мусковитовые кварциты.

Характер косой слоистости конгломератов и положение грубообломочных пород в плане и разрезе убедительно свидетельствуют о возникновении этих образований в условиях водного бассейна и о их связи с конусами выноса временных потоков.

Наличие четкой микро- и мезоритмичной слоистости с характерным чередованием грубозернистых и хорошо отсортированных осадков, с одной стороны, и тонко отмученных глинистых осадков, с другой, а также специфический характер распределения галек и валунов (например, при-

существование одиночных валунов в тонкослоистых песчано-глинистых осадках) указывают на образование конгломератов в зонах, характеризующихся весьма интенсивными пульсационными тектоническими движениями, по-видимому, вблизи тектонического уступа в краевой части бассейна седиментации. Присутствие в конгломератах покровов метаморфизованных основных эффузивов свидетельствует о связи процесса осадконакопления с вулканической деятельностью.

Судя по единичным замерам первоначального наклона косой слоистости, можно предположить, что снос обломочного материала происходил в направлении с севера на юг. Вместе с тем наблюдаемое уменьшение мощностей конгломератов в разрезах и смена составов обломочного материала с востока на запад может указывать на направление сноса с северо-востока на юго-запад. Однако эти различия в направлениях сноса могут быть связаны и с миграцией области питания во времени и в пространстве, а следовательно, и с изменением состава размывающихся пород.

Область сноса, судя по степени окатанности галек, располагалась сравнительно недалеко, в пределах современной площади развития беломорских толщ.

Необходимо оценить значение конгломератов в разрезе супракристалльных толщ докембрия Сев. Карелии и решить вопрос об их межформационном или внутриформационном положении. Для архейских беломорских пород Карелии, как известно, конгломераты не характерны. Поэтому первое появление конгломератов может свидетельствовать о резком изменении тектонического режима осадконакопления. Этот процесс был региональным и выразился в образовании (кроме самих конгломератов) кварцитов, аркозов в основании тикшеозерской серии (р-ны Авнеозера и др.). Кроме того, в ряде районов (Половина, Сосновец) устанавливается трансгрессивное налегание пород тикшеозерской серии на лежащие ниже толщи беломорской серии. Все это может свидетельствовать о появлении первых поднятий в области развития беломорид. Вероятно, с этого времени существенно изменились и условия седиментации. Судя по лежащим выше отложениям, все большее значение начали приобретать процессы химического выветривания с образованием относительно хорошо дифференцированных псаммитовых и пелитовых осадков.

Видимые согласные структурные соотношения между беломорскими и лежащими выше комплексами пород являются, вероятно, результатом приспособления структур под воздействием нижнепротерозойской складчатости и связанных с нею процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Судя по парагенетическим ассоциациям, конгломераты были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Существенно, что метаморфические преобразования охватили как цемент, так и обломочный материал в конгломератах.

Резюмируя все изложенное выше, можно заключить, что описанные конгломераты являются межформационными, залегающими в основании супракристалльных пород нижнего протерозоя, и фиксируют собой начало нового крупного тектоно-седиментационного мегацикла.

ЛИТЕРАТУРА

- Безденежных Л. П., Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Методика фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова. Сб. Проблемы осадочной геологии докембрия. «Наука», 1966.
Бельков И. В. Кванитовые сланцы свиты кейв. Изд. АН СССР, 1964.
Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О конгломератах протерозоя северной Карелии. Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка, 1964, № 6.
Богданова В. С., Дагелайский В. Б. Возрастное положение пород «тундровой» серии и конгломератов р. Уры. Кольский полуостров. СЗ, Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. «Наука», 1965.
Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.

- Дагелайский В. Б. Развальцованные конгломераты северо-западной части свиты полмос, Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 12, 1961.
- Кириченко Л. А. Геологическое строение свиты полмос на Кольском п-ове. В сб. Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2, Изд. АН СССР, 1960.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16, 1963.
- Лунева О. И. Опыт литологического изучения докембрийских конгломератов Кольского полуострова. Тезисы совещ. по литол. докембрийских метаморфических толщ. 1963.
- Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. Сов. геология, 1963, № 7.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии ятулия Карелии. В сб. Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Материалы годичн. сессии уч. совета ВСЕГЕИ. «Недра», 1968.
- Прияткина Л. А. Стратиграфическое положение поросозерской метаморфической толщи, Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 11, 1960.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд. АН СССР, 1961.
- Судовиков Н. Г. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуэзерско-Побозерского района. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. XIII, 1934.
- Хазанович К. К. Геологическое строение района Гимольского месторождения железных руд. Разведка недр, 1948, № 6.
- Харитонов А. Я. Стратиграфия и тектоника Карельской формации докембрия. Тр. Ленингр. геол. управления, вып. 23, 1941.
- Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид Карелии. Сов. геология, 1963, № 3.
- Харитонов Л. Я., Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Суханов В. А. К стратиграфии железорудных толщ западной Карелии. Вестн. Ленингр. ун-та, Сер. геология и география, 1964, вып. 4, № 24.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части балтийского щита. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра геол. минерал. наук, 1964.
- Чернов В. М., Стенарь М. М., Стратиграфия Карельских образований Западной Карелии, В сб. Материалы по геологии Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, 1960.

ВСЕГЕИ
Государственный
Ленинград

Дата поступления
26.IV.1966

УДК 552.144

ВЛИЯНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД*

Н. А. ИГНАТЧЕНКО

В статье рассматривается вопрос о влиянии древних и современных землетрясений на формирование осадочных горных пород. Развивается представление о том, что в сейсмически активных областях диагенез и катагенез осадочных образований происходит несколько иным путем и за более короткое время, чем в асейсмичных районах.

При оценке разнообразных процессов и явлений геологического прошлого практически еще очень мало учитывают неодинаковую сейсмичность различных по структуре участков земной коры, что в современную эпоху является одним из характерных отличий тектонически активных и неактивных областей.

Происходящие сейчас землетрясения возникают главным образом в результате тектонических движений в складчатых зонах. Площади распространения сейсмических колебаний на поверхности земли в одних случаях измеряются миллионами, в других — сотнями и десятками тысяч квадратных километров, а при весьма слабых и локальных землетрясениях — несколькими квадратными километрами. Ежегодно на земном шаре регистрируется примерно 100—110 тыс. землетрясений, из них до 10 землетрясений с обширными разрушениями. Сильные землетрясения сопровождаются многочисленными повторными, часто мощными толчками.

Процесс возникновения подземного удара при тектонических землетрясениях, согласно современным представлениям, рассматривается как результат медленного накопления тектонических напряжений, которые ведут к нарушению структуры земной коры и к смещению масс в ослабленных зонах. Энергия сильных землетрясений, как показывают подсчеты, определяется в 10^{20} — 10^{25} эрг, что соответствует энергии, которую может дать Днепровская ГЭС при непрерывной работе в течение 300—350 лет. Эта весьма значительная энергия порождает комплекс колебаний, которые распространяются из очага землетрясения, главным образом в виде продольных и поперечных сейсмических волн. Отзвуком глубинного смещения масс в очаге являются разрывы, наблюдаемые на поверхности земли, которые во время наиболее сильных землетрясений достигают длины нескольких десятков и сотен километров, при смещениях от нескольких метров до десятков и даже сотен метров. Сильные подземные толчки приводят к обвалам в горах и грандиозным разрушениям искусственных сооружений, иногда целых городов. Весьма значительной энергией обладают волны цунами, возникающие при моретрясениях.

* Статья печатается в порядке обсуждения. *Редколлегия.*

Несмотря на, казалось бы, значительное проявление сейсмической энергии на земной поверхности, она является лишь малой долей той, которая возникает в очаге, так как значительное ее количество поглощается в толщах осадочных пород, лежащих на пути распространения волн к земной поверхности.

Учитывая масштабы геологического времени, можно полагать, что в определенные периоды в палеосейсмических областях осадки и возникающие из них осадочные породы подвергались сильному и длительному воздействию сейсмических волн, обладающих большой энергией. Она, очевидно, в той или иной степени поглощалась и расходовалась на перемещение и уплотнение осадков в бассейнах седиментации, на изменение структуры и состава осадочных пород во всех стадиях их формирования.

Влияние землетрясений на формирование осадочных пород во время седиментогенеза отмечалось во многих работах. Н. М. Страхов (1960) и Л. Б. Рухин (1962), обобщившие такие материалы, отметили, что землетрясения могут существенно менять рельеф морского дна, служить причиной грандиозных подводных оползней, обвалов и других геологических явлений. Особый интерес представляют осадки мощных суспензионных течений, отлагающих материал с характерной градационной слоистостью. Например, при моретрясении в районе Большой Банки, к югу от Ньюфаундленда, в 1929 г. возникло мутное течение, захватившее участок длиной 650 и шириной 277 км. Скорость течения составляла 28 м/сек. Естественно, что оно перераспределило осадки и существенно изменило их первоначальную сортировку на огромной площади.

Имея в виду подобные явления и опираясь на известные опытные данные по изучению градационной слоистости, многие зарубежные и советские геологи, в частности И. В. Хворова (1958) рассматривают флишевые толщи как результат эпизодического разноса обломочного материала суспензионными мутными течениями, возникающими чаще всего при моретрясениях.

Таким образом, существенная роль землетрясений в формировании осадочных пород в стадию седиментогенеза едва ли может вызывать сомнения.

Землетрясения не могут не влиять на осадки и в стадию диагенеза, когда начинается их преобразование в осадочные горные породы.

В литературе по сейсмологии, в частности, в книге Ч. Рихтера (1963), приведено много интересных фактов, которые нельзя не учитывать, рассматривая диагенез осадков в сейсмически активных районах. К ним относятся проседания поверхности грунтов в результате практически мгновенного уплотнения осадков, возникновение в них трещин, подъем уровней и фонтанирование из трещин грунтовых вод как следствие их отжимания из осадков, сейсмодислокации и т. д. Все эти и подобные явления имеют место не только в субаэральных, но и в субаквальных условиях при каждом крупном сейсмическом толчке. Если оценить эти явления в масштабе геологического времени, то можно говорить о длительно действующем геологическом факторе, во многом определяющем специфику диагенеза в сейсмически активных регионах.

В общем случае при диагенезе, как это показано М. М. Страховым (1960), все процессы не являются следствием изменения термодинамических условий, а происходят за счет внутренней энергии самой системы, освобождающейся в результате ее уравнивания. Однако, рассматривая частные случаи диагенеза осадков в палеосейсмичных районах, очевидно, необходимо учитывать, что сейсмические толчки значительно ускорят уплотнение осадков, выделение из них газов и будут многократно приводить к скачкообразному изменению геохимических условий аутигенного минералообразования, что должно обусловить особый ход и более быстрое завершение диагенетических процессов.

Нельзя сбрасывать со счета сейсмическую энергию и при рассмотрении вторичных преобразований природы в процессе метабазиса, конечным результатом которого является переход осадочной породы в метаморфическую. На длинном пути метабазиса Н. М. Страхов (1960) выделяет две стадии: катагенез и протоморфизм, или ранний метаморфизм. Термодинамическая обстановка при катагенезе характеризуется постепенным повышением температур до 90—100° и, резко опережающим рост температуры повышением давления до 800—900 атм. В результате этого происходит региональное окаменение и уплотнение пород, нарастающее с глубиной.

Не рассматривая катагенеза в целом, следует подчеркнуть, что при катагенетической литификации из глинистых пород и углей выжимается большое количество воды, поступающей в поры и трещины соседних пород, там осоложающей и обуславливающей растворение и перераспределение ряда минеральных веществ. В нижней части зоны катагенеза, как указывает Н. М. Страхов (1960), важную роль приобретает давление, действующее на песчаные породы, лишенные или почти лишенные цемента; в этих породах, в точках соприкосновения песчаных зерен, давление становится огромным и приводит к растворению зерен и к перетолжению материала в ближайшем соседстве. Наконец, в верхней и средней частях зоны катагенеза глубоко изменяется органическое вещество, из которого выделяется много газов, дающих начало газовым скоплениям и способствующих перемещению вверх нефтяных компонентов.

Все отмеченные выше явления и процессы, несомненно, должны протекать более интенсивно на меньших глубинах и за более короткое время в сейсмически активных районах, поскольку там помимо статического давления будут действовать немалые импульсные давления, связанные с многочисленными сейсмическими толчками. В такой обстановке катагенеза его общий ход и конечные продукты должны быть иными, чем в спокойных условиях. В связи с этим следует подчеркнуть, что в настоящее время обычно при рассмотрении процессов диагенеза и катагенеза по существу допускается почти одинаковый ход их развития на равных глубинах в условиях малоподвижных платформ и более мобильных глубоких прогибов; полагают, что некоторые особенности указанных процессов в прогибах зависят лишь от несколько более скорого погружения осадков и на большие глубины. Однако, учитывая сейсмичность, свойственную очень многим из таких прогибов на всех стадиях развития, надо полагать, что диагенез и катагенез идут в них своим совершенно отличным путем и не проходят всех тех стадий, которые свойственны аналогичным или близким по составу отложениям мало мобильных участков платформ.

Что касается процессов раннего метаморфизма осадочных пород, то здесь трудно указать возможные пути воздействия на них сейсмической энергии, поскольку породы уже сильно уплотнены и не являются больше препятствием для прохождения упругих волн. Однако не исключено, что и в этом случае они как-то влияют на дальнейшее обезвоживание пород и преобразование минералов, нарушая и отчасти направляя по определенному пути физико-химические процессы, приготовленные и развивающиеся в основном под действием других факторов.

Еще труднее говорить о роли сейсмичности в процессах глубокого метаморфизма горных пород, когда имеет место сложное взаимодействие различно подвижных горных масс, находящихся в пластическом состоянии, и подвижных жидко- и газообразных компонентов в условиях высоких температур и высоких и сверхвысоких неравномерно распределенных давлений (Семененко, 1963). Однако в этих условиях, вероятно, зарождаются сейсмические очаги и выделяемая в них огромная энергия оказывает непосредственное влияние на формирование метаморфических

пород в соседних зонах, способствуя скачкообразному изменению физико-химических условий в ближайших к очагам участках, что не может не отразиться на минералообразовании и структурах пород.

Очевидно, сейсмические процессы должны как-то влиять и на условия формирования магматических пород. Известно, что так называемое становление массивов изверженных пород происходит на больших глубинах в течение многих миллионов лет. За это время в сейсмически активных районах сейсмическая энергия должна влиять на порядок и скорость возникновения центров кристаллизации и таким образом контролировать процессы кристаллизации расплава, обуславливать структурные и минералогические особенности пород, возникновение специфических структур и, возможно, своеобразных минеральных ассоциаций.

К сожалению, в настоящее время изучение палеосейсмичности находится на невысоком уровне. Влияние сейсмических процессов на формирование горных пород почти не исследовано и не получило оценки, хотя эта интересная проблема, по-видимому, заслуживает особого внимания.

Рассмотрим в аспекте изложенной выше концепции некоторые вопросы метаморфизма углей и изменения углевмещающих пород при диагенезе и катагенезе.

В геологической литературе метаморфизм углей и соответствующие ему изменения углевмещающих пород обычно связывают с погружением угленосных толщ на глубины, измеряемые многими километрами. Основным фактором метаморфизма считается повышение температуры, давлению отводится малая роль. В других случаях его рассматривают как результат тектонических напряжений в складчатых зонах либо как следствие термического или контактового воздействия крупных магматических (обычно гипотетических) тел на угли. В сложных случаях причины метаморфизма усматриваются в совместном действии двух или трех указанных факторов. Однако даже при таком подходе далеко не всегда удается удовлетворительно объяснить наличие высокометаморфизованных углей в некоторых угольных месторождениях и бассейнах.

В качестве характерных в этом отношении примеров можно привести Южно-Якутский и Иркутский бассейны.

Южно-Якутский каменноугольный бассейн сложен угленосными отложениями юры, максимальная мощность которых составляет 3000 м. Они перекрываются меловыми отложениями небольшой мощности. Все более поздние осадки здесь отсутствуют; предполагать, что в прошлом меловые отложения были мощными и широко развитыми, нет никаких оснований. Тектоника угленосного бассейна характеризуется пологоволнистым залеганием пород в северной его части, развитием пологих, но более резко выраженных складок в средней полосе и сложной складчатостью на юге. В бассейне широко распространены разрывные нарушения различного характера. При таких геологических условиях угли в пределах всей территории бассейна довольно высоко метаморфизованы и относятся в основном к маркам ПЖ, К, ПС. Соответствующие диагенетические и вторичные изменения углевмещающих пород, представленных плотно сцементированными песчаниками, алевrolитами и аргиллитами, характерны для пород угленосной толщи. Важно подчеркнуть, что отмеченные степени метаморфизма углей и изменения углевмещающих пород наблюдаются почти на всей территории бассейна и не только в глубоко погруженных, но и в самых верхних горизонтах угленосной юры, залегающих вблизи поверхности.

Такая своеобразная картина метаморфизма Южно-Якутских углей и вторичных изменений вмещающих пород трудно объяснима с позиций известных гипотез метаморфизма. В связи с этим обращает на себя внимание значительная сейсмичность территории бассейна, который сейчас относится к областям семи- и восьмибалльных землетрясений. Об интенсивных проявлениях сейсмичности в прошлом здесь свидетельствуют

многочисленные разрывные нарушения, часть из которых, несомненно, является сейсмодислокациями.

Своеобразен в отношении метаморфизма углей также Иркутский угленосный бассейн. Согласно данным А. К. Матвеева (1960), мощность среднеюрской угленосной толщи этого бассейна около 170 м. Толща местами перекрыта безугольными отложениями максимальной мощности 300 м. Угленосные и лежащие выше пласты пород залегают почти горизонтально со слабой волнистостью и только вблизи Восточных Саян отмечается их несколько более интенсивная складчатость. Крупные разрывные нарушения в бассейне отсутствуют, но известны малоамплитудные разрывные дислокации.

Несмотря на такую геологическую обстановку, угли бассейна относятся к каменным, марок Д и Г, и только в крайней северо-западной его части они бурые. Соответствующие метаморфизму углей небольшие вторичные изменения характеризуют и породы угленосной толщи.

Метаморфизм углей и литификация углевмещающих пород в данном случае не объяснимы ни погружением угленосных отложений на большую глубину, ни сильными динамическими нагрузками при тектонических движениях, но, по-видимому, их можно связать с прошлой большой сейсмической активностью на территории бассейна, отзвуком которой являются современные землетрясения. По современному сейсмическому районированию (Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1960) район Иркутска относится к зоне восьмибалльных землетрясений, район, тяготеющий к Черемхово,—к семибалльной зоне, а северо-западная часть угленосного бассейна—к шестибалльной. Такая сейсмическая зональность в общем согласуется с зональностью метаморфизма углей, и едва ли это явление носит случайный характер.

Кроме рассмотренных случаев с невыясненными причинами метаморфизма углей можно привести и многие другие, для объяснения которых могли бы привлекаться сейсмические явления. Однако таких попыток никто не делал, поскольку метаморфизирующее действие сейсмических волн на вещество угля и углевмещающие породы остается неизученным.

Для выяснения возможности изменения углей и вмещающих их осадков под действием сейсмических волн прежде всего следует кратко остановиться на тех случаях, когда процессы углефикации и изменения осадочных пород идут заведомо без их участия.

На примере неогеновых углей Нижне-Алданского бассейна видно (Игнатченко, 1958), что молодые бурые угли сохраняют свое торфоподобное состояние до глубин 500—550 м и не переходят еще в зрелые бурые угли, для образования которых, очевидно, необходимы большие глубины, если геотермический градиент не превышает средней величины и давление обусловлено только статической нагрузкой лежащих выше отложений. В то же время, судя по мезозойским зрелым бурым углям Ленского бассейна (Игнатченко, 1960), их переход в длиннопламенные каменные угли происходит на глубинах более 1100 м, поскольку и в самой верхней части угленосной толщи и на указанной глубине они относятся еще к зрелым бурым. Таким образом, при условии средних приращений давлений и температур с глубиной погружения угленосных отложений глубина перехода торфа в зрелый бурый уголь составляет около 600 м, а перехода зрелого бурого угля в низкометаморфизованный каменный¹ 1600—1800 м. Эти глубины соответствуют температурам 18—20 и 45—50°.

Характеризуя величины погружений, необходимые для дальнейшего метаморфизма углей, можно воспользоваться данными М. Л. Левен-

¹ Возможно, эти угли правильнее относить к переходным между каменными и бурыми, однако эта группа углей еще четко не охарактеризована по своим показателям.

штейна (1963) по Донбассу, согласно которым длиннопламенные угли переходят в газовые на глубинах 2500—3600 м, газовые — в жирные при величине погружения 4000—5000 м, отошенные спекающиеся становятся тощими при глубинах 6000—7000 м и переход полуантрацитов в антрациты происходит на глубине 8000—9000 м. Высокометаморфизованные антрациты, по его мнению, образовались на глубинах 10—14 км. Наиболее вероятными значениями температур переходов углей на разных ступенях метаморфизма М. Л. Левенштейн считает на границе марок Д и Г—70—90°, Г и Ж—120°, ОС и Т—150—180° и ПА и А—190—240°. Другие исследователи, по сравнению с М. Л. Левенштейном, оценивают эту зависимость еще большими величинами.

Таким образом, объясняя образование зрелых бурых, длиннопламенных, газовых и жирных каменных углей, мы вынуждены предполагать немалые погружения угольных пластов, которые во многих случаях, как например в Южно-Якутском, Иркутском и в других бассейнах, не подтверждаются фактическими данными. Поэтому приходится либо искать обоснования значительному увеличению геотермического градиента, что для геологического прошлого представляет почти неразрешимую задачу, либо привлекать для объяснения другие факторы метаморфизма углей, среди которых во многих случаях наиболее реальным, с нашей точки зрения, является прошлая и современная сейсмичность, ускоряющие и определенным образом направляющие процессы диагенеза и катагенеза.

В ходе этих процессов, как известно, первоначальная органическая масса углей на пути ее образования от торфа до каменного угля сокращается в мощности в 5—6 раз, а в случаях дальнейшего уплотнения, углефикации и превращения в антрацит — в 7—10 раз, по сравнению с торфом (Приходько, 1963; Волков, 1964 и др.). Глинистые и глинисто-алевритовые осадки, широко распространенные в угленосных толщах, также сокращаются в мощности в 1,5—4 раза. Сокращение объема органических и минеральных осадков, находящихся в значительной мере в коллоидном состоянии, будет, несомненно, происходить более интенсивно за более короткое время и на меньших глубинах под действием сейсмических толчков, что ускорит выделение из них водных растворов и флюидов, приведет к сближению реакционноспособных групп молекул и обусловит ускорение процессов углефикации органического вещества и литификации минеральных осадков. Возможно, под действием сейсмических волн процессы метаморфизма органического вещества, диагенеза и катагенеза осадочных пород приобретут не постепенный, как принято думать, а скачкообразный характер.

В аспекте рассматриваемой идеи определенный интерес представляют некоторые материалы, известные из литературных источников.

Так, В. И. Тужикова (1961) на основании изучения так называемой деструктивной залежи углей на Волчанском месторождении, убедительно обосновывает в этой залежи переход торфа в бурый уголь за очень короткий в геологическом понимании срок (6—20 тыс. лет) и отмечает, что в природе этот процесс, возможно, происходит скачкообразно за еще более короткое время при быстрой смене физико-химических условий, но при наличии определенно направленной завершенности процессов в торфянике на стадии гумификации органического вещества. Можно предположить, что быстрый переход торфа в бурый уголь в данном случае будет следствием сейсмических проявлений, тем более, что, судя по зарисовке этой деструктивной залежи, она скорее всего образовалась в результате палеосейсмодислокации.

Интересны некоторые факты, описанные А. А. Гапеевым (1949), по наблюдениям над деревянными (еловыми) сваями, которые забивались паровыми копрами в грунт при постройке железнодорожного моста. «На нижнем конце свай были снабжены железными башмаками. В те-

чение примерно часа с четвертью по ним сделано до 2000 ударов, но подпочва оказалась твердой породой (тефрит), и сваи в самом нижнем конце непосредственно над башмаком расплющились. При их исследовании оказалось, что на полметра снизу древесина побурела и удельный вес ее возрос до 1, в расплющенной же части во многих сваях произошло углеобразование, снаружи незаметное. В центре расплющенной части был обнаружен уголь, а между ними и наружной древесиной, оставшейся химически неизменной, по направлению от сердцевины наружу дерево приобрело черный, темно- и светло-коричневый и, наконец, желтый цвет. Внутреннее ядро представляло собой «антрацит» с удельным весом 1,71 и содержанием 90% углерода; вещество же бурого цвета оказалось «бурым» углем с удельным весом 1,33. Первый давал черную черту и не окрашивал КОН при кипячении, второй — коричневую черту и окрашивал КОН в густо-коричневый цвет».

Объясняя описанное выше явление нельзя не учитывать, как нам кажется, действия упругих волн.

В литературе, как отмечал в другом месте А. А. Гапеев, не единичны указания на то, что в некоторых шахтах стойки из сосны чрезвычайно сильно изменились, и в поперечном изломе похожи на смолистый уголь со свойственным ему блеском, хотя годовичные кольца в них еще можно обнаружить.

С нашей точки зрения, и в этом случае не исключено, что углеобразование происходит именно в тех стойках, которые, находясь под большим давлением, в то же время подвергаются постоянному воздействию упругих волн, возникающих при взрывных работах, а также при вибрациях, связанных с обрушением кровли, работой горных механизмов и действием других факторов. К сожалению, подробных описаний случаев и условий обугливания крепежных стоек не имеется.

Отмеченные факты пока еще не могут рассматриваться как убедительное свидетельство метаморфизирующего действия упругих волн на органическое вещество, но они наталкивают на мысль о необходимости выяснения этого вопроса.

Стремясь его решить, прежде всего следует рассмотреть фактический материал по всем тем угленосным бассейнам и районам, где без больших натяжек не удастся объяснить повышенную углефикацию бурых и метаморфизм каменных углей на основании существующих гипотез, но имеются налицо признаки современной и былой сейсмичности. Для оценки последней и приблизительного палеосейсмического районирования, по-видимому, могут быть использованы как различные уже известные признаки древних землетрясений, так и новые, которые, несомненно, будут найдены.

С другой стороны, необходимо тщательно собрать и рассмотреть данные об уплотнении различных материалов под действием вибраторов, действию упругих волн на структуру органического и минерального вещества, а также на условия кристаллизации различных расплавов.

Весьма существенным подтверждением гипотезы метаморфизма углей могут стать экспериментальные работы, проведенные с целью выяснения условий обугливания различных растительных остатков, заключенных в минеральных осадках, а также повышения степени углефикации углей под влиянием упругих волн и переменных нагрузок.

Условия экспериментов нужно разработать таким образом, чтобы они приближались к предполагаемым естественным условиям и позволяли контролировать не только параметры волнового процесса, но и давление, температуру, действие возможных катализаторов, которыми могут оказаться минеральные примеси, всегда имеющиеся в ископаемых углях. Необходимо проводить опыты по уплотнению осадков и рыхлых осадочных горных пород и по изучению изменений в их струк-

туре, а затем можно перейти к опытам по моделированию процессов метаморфизма углей и углевмещающих отложений в одной опытной установке.

Опираясь на результаты экспериментов и специально собранные и обработанные геологические данные, по-видимому, можно будет обосновать гипотезу метаморфизма углей и углевмещающих осадочных пород в сейсмически активных областях, под влиянием совокупного действия температуры, статических нагрузок и сейсмических волн.

Такая гипотеза позволила бы объяснить ряд не ясных до сих пор явлений метаморфизма, не вступая в то же время в противоречие с известными закономерностями, а наоборот, объясняя многочисленные от них отклонения, нередко наблюдающиеся в природе.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков В. Н. О возможном сокращении мощностей пластов в ряду торф — антрацит. Сов. геология, 1964, № 5.
- Гапеев А. А. Твердые горючие ископаемые. Госгеолтехиздат, 1949.
- Игнатченко Н. А. Неогеновое угленакопление в бассейне нижнего течения р. Алдан. Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 5.
- Игнатченко Н. А. Геологическое строение и формирование Якутско-Кангаласского района. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Левенштейн М. Л. О генетических закономерностях изменения качества углей в Донецком бассейне. В кн. Геология, месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I, Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Матвеев А. К. Геология угольных месторождений СССР. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Приходько Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
- Рихтер Ч. Основы сейсмологии Изд. иностр. лит. 1960.
- Рухин Л. Б. Основы палеогеографии. Гостоптехиздат, 1962.
- Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Изд. АН УССР, Киев, 1963.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Геология и геофизика, 1960, № 10.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I—III. Изд. АН СССР. 1960—1963.
- Тужикова В. И. К вопросу об эпигенезе углей. Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 6.
- Хворова И. В. О происхождении флиша. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1958, т. 33, № 5.

Институт геологических наук
Киев

Дата поступления
19.V.1966

УДК 552.144

ОБ ИНТЕНСИВНОСТИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА

(на примере карбонатных конкреций угленосных толщ)

П. В. ЗАРИЦКИЙ

1. О КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЯХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖНОСТИ КОНКРЕЦИЕОБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАННЕМ ДИАГЕНЕЗЕ

В работе делается попытка количественного учета диагенетического перераспределения элементов при образовании конкреций.

На примере полифациальных угленосных отложений Донбасса показано, что концентрации элементов, в том числе и самые высокие, создаются на кларковом фоне, т. е. для возникновения повышенных концентраций элементов в карбонатных конкрециях любого состава первичное избыточное обогащение осадка не является необходимым. В работе обосновывается и подчеркивается справедливость этого положения не только для Fe, что было доказано раньше, но и в отношении таких важных конкрециеобразующих элементов как Ca и Mg, а также и P, участие которых в сложении конкреций в количественном выражении невелико.

Для суждения об интенсивности диагенетического перераспределения вещества в осадках помимо коэффициента конкрециеносности, используют и другие количественные показатели, вычисляемые по химическим анализам растворимой в соляной кислоте части карбонатных конкреций и вмещающих их пород (Страхов, 1953, 1960; Македонов, 1954; Виталь, 1959; Тимофеева, 1959, 1963; Зарицкий, 1956₂, 1957, 1959, и др.).

Остановимся на двух таких показателях: коэффициентах относительной и абсолютной концентрации элементов в конкрециях. Последний показатель называют еще «стягиваемостью», или «коэффициентом стягиваемости» элементов (Виталь, 1959; Тимофеева, 1959, 1963).

Необходимо сразу же оговориться, что во всем дальнейшем изложении, как и в опубликованных работах (Зарицкий, 1956₂, 1957, 1959, и др.), говоря о геохимической подвижности элементов в диагенезе, мы во всех случаях ведем расчет не на валовое содержание элемента в конкрециях и вмещающих их породах, а только на подвижные формы элементов, так что обломочная форма в расчетах не участвует.

Коэффициент относительной концентрации элемента представляет собой отношение содержания элемента в конкреционных образованиях к содержанию его во вмещающей породе. Впервые этот показатель в качестве меры геохимической подвижности элементов в диагенезе был использован Н. М. Страховым (1953) при изучении диагенетических образований в осадках современных водоемов. Позже «кларк относительной концентрации», или коэффициент относительной концентрации, широко использовался исследователями при изучении и древних отложений.

Коэффициент абсолютной концентрации, или коэффициент стягиваемости, является выраженным в процентах отношением количества эле-

мента, стянутого в конкреции, к величине исходного (до перераспределения) содержания его в осадке. Коэффициент стягиваемости показывает, какой процент составляет количество стянутого в конкреции элемента от общего исходного его содержания в породе. Некоторое неудобство состоит в том, что коэффициент относительной концентрации выражается абстрактной величиной, а коэффициент абсолютной концентрации — в процентах.

Таблица 1

Распределение элементов в конкрециеносных каменноугольных отложениях Донбасса (обр. УV—I)

Процентные содержания и коэффициенты концентраций элементов	Ca	Fe	Mg	Mn	P
Содержание в конкреции	11,15	2,12	5,17	0,65	0,28
Содержание во вмещающей породе	0,63	3,23	1,00	0,09	0,23
Коэффициент относительной концентрации	17,7	0,7	5,2	7,2	1,2
Содержание элемента, стянутого в конкреции	0,45	0,08	0,21	0,026	0,01
Исходное содержание в породе	1,05	3,23	1,17	0,12	0,23
Коэффициент абсолютной концентрации (стягиваемость)	42,9	2,5	18,0	21,7	4,3

Примечание. Этот показатель рассчитан по коэффициенту конкрециеносности, равному 4% и процентному содержанию каждого компонента в стяжениях, с учетом объемного их веса.

Интересно сравнить между собой эти два показателя. Лучше всего это сделать на конкретных примерах конкреций различного химико-минерального состава и вмещающих их пород различной фациальной принадлежности среднекаменноугольных угленосных отложений Донбасса. В табл. 1 приведены необходимые для этого данные по существенно Са-карбонатным конкрециям из собственно морских глинистых отложений (обр. УV—I).

Для сравнения величины коэффициентов относительной и абсолютной концентраций элементов в конкрециях по данным табл. 1 построены ряды элементов по возрастанию степени их концентрации.

По коэффициенту относительной концентрации:					
Fe	→ P	→ Mg	→ Mn	→ Ca	
0,7	1,2	5,2	7,2	17,7	
По коэффициенту абсолютной концентрации:					
Fe	→ P	→ Mg	→ Mn	→ Ca	
2,5	4,3	18,0	21,7	42,9	

Как видим, последовательность в расположении элементов в рядах сохраняется в обоих случаях.

Таблица 2

Распределение элементов в конкрециеносных каменноугольных отложениях Донбасса (обр. УV—72)

Процентное содержание и коэффициенты концентрации элементов	Ca	Fe	Mg	Mn	P
Содержание в конкреции	0,67	41,67	0,61	0,66	0,08
Содержание в породе	0,54	1,82	0,17	0,12	0,01
Коэффициент относительной концентрации	1,2	22,9	3,6	5,5	8,0
Содержание элемента, стянутого в конкреции	0,02	1,25	0,018	0,02	0,0024
Исходное содержание в породе	0,544	3,02	0,185	0,14	0,012
Коэффициент абсолютной концентрации (стягиваемость)	3,7	41,4	9,1	14,3	20,0

Примечание. Коэффициент конкрециеносности — 3%.

Подобная сравнительная оценка коэффициентов может быть проведена и на почти чисто сидеритовых конкрециях из болотных отложений почвы угольных пластов (табл. 2, обр. УV-72).

По коэффициенту относительной концентрации:								
Ca	→	Mg	→	Mn	→	P	→	Fe
1,2		3,6		5,5		8,0		22,9
По коэффициенту абсолютной концентрации:								
Ca	→	Mg	→	Mn	→	P	→	Fe
3,7		9,1		14,3		20,0		41,1

На этом примере подтверждается установленная выше четкая корреляция между коэффициентами относительной и абсолютной концентраций элементов в конкрециях.

Следовательно, оба коэффициента служат показателями степени концентрации химических элементов в конкрециях и в известной мере — показателями интенсивности перераспределения вещества в диагенезе. Предпочтение следует отдавать коэффициенту стягиваемости, поскольку при вычислении последнего учитывается конкреционность данного слоя, толщи пород. Тем самым коэффициент абсолютной концентрации лучше отражает количественную сторону диагенетического перераспределения элементов (Виталь, 1959; Тимофеева, 1963), так как показывает массу перемещенного и сконцентрированного в конкрециях вещества по отношению к исходной его массе в осадке.

В свою очередь, коэффициент относительной концентрации отражает реально существующее в настоящий период распределение элементов в конкрециях и вмещающих их породах и в весьма наглядной форме показывает, во сколько раз содержание того или другого элемента в конкрециях больше, чем во вмещающей породе. Этот коэффициент вычисляется безотносительно к конкреционности слоя, толщи, хотя на величине его безусловно сказывается коэффициент конкреционности. Чем выше конкреционность, тем меньше будет остаточное содержание элементов в породе сравнительно с исходным их содержанием и тем больше будет коэффициент относительной концентрации. Величина коэффициента относительной концентрации зависит также и от количества минерального нерастворимого остатка.

Для количественной оценки диагенетического перераспределения вещества в отложениях необходимо вычислять оба коэффициента, поскольку они не заменяют, а дополняют друг друга.

Посмотрим теперь, являются ли эти коэффициенты мерой геохимической подвижности элементов в диагенезе. В общем следует дать положительный ответ. По вычисленным коэффициентам можно построить ряды элементов, которые характеризуют не только степень концентрации, но в известной мере и степень геохимической подвижности элементов. Выше показано, что последовательность в расположении элементов в рядах, построенных по величинам того и другого коэффициента для

Однако, если коэффициент абсолютной концентрации лучше отражает интенсивность диагенетического перераспределения вещества, то коэффициент относительной концентрации лучше и нагляднее отражает конкретных случаев сохраняется неизменной.

геохимическую подвижность элементов при конкрецientoобразовании. Вернемся к приведенному выше примеру (см. табл. 1, обр. У-1 и ряды элементов). Коэффициент абсолютной концентрации Fe составляет 2,5%. Это, безусловно, мало по сравнению не только с коэффициентом абсолютной концентрации Ca, но и с другими элементами. Однако по величине коэффициента стягиваемости Fe нельзя судить о геохимической подвижности этого элемента в диагенезе. В то же время коэффициент относительной концентрации Fe в конкрециях составляет 0,7, т. е. меньше 1. А это указывает на то, что Fe фактически не мигрировало, не перераспределялось в осадке и поэтому не давало повышенных концентраций в конкрециях. В этом отношении коэффициент относительной концентрации элементов в большей мере отражает миграционную способность в конкретных условиях в диагенезе.

В то же время величина коэффициента относительной концентрации показывает скорее степень концентрации элементов, но не всегда степень их подвижности в диагенезе. Поэтому и ряды элементов, построенные по коэффициентам относительной концентрации не всегда отражают действительную подвижность элементов в ходе конкрецииобразования. Особенно это справедливо для отложений с существенно Fe-карбонатными конкрециями.

Содержание кальция в них мало не потому, что Са был менее подвижен по сравнению с Fe, а потому, что Са не фиксировался или мало фиксировался в этих условиях в виде самостоятельных диагенетических минералов или изоморфной примеси к Fe или Mg—Fe-карбонатам. Таким образом, слишком большая подвижность Са в условиях формирования магнезиально-железистых карбонатов плюс кристаллохимический отбор не позволили ему значительно сконцентрироваться в Fe-карбонатных конкрециях. Элементы менее подвижные (Fe, P) дали концентрацию в этих условиях. Поэтому положение кальция в начале «ряда подвижности», как видим, не соответствует реальной миграционной способности его в этих условиях, но зато целиком соответствует степени концентрации кальция в конкрециях.

Таким образом, степень концентрации Са в Mg—Fe-карбонатных конкрециях определяется не только реальной геохимической подвижностью его в раннем диагенезе, а и другими причинами: кристаллохимическим отбором, способностью к изоморфизму с ведущими конкрецииобразующими элементами, конкретными условиями среды и т. п. С другой стороны, коэффициент относительной концентрации Fe в существенно Fe-карбонатных конкрециях является одновременно и степенью концентрации и мерой геохимической подвижности этого элемента в диагенезе.

В случае же Са-карбонатных раннедиагенетических конкреций коэффициенты относительной концентрации являются для всех конкрецииобразующих элементов (включая и Са) мерой геохимической подвижности, и ряды элементов действительно отражают последовательность их по миграционной способности в ходе конкрецииобразования. То же следует сказать и об известковых позднедиагенетических конкрециях с текстурой конус в конусе (Зарицкий, 1963).

Величины рН иловых растворов, регулирующих подвижность карбонатных компонентов, в этих двух крайних случаях неодинаковы. При этом изменение величины рН во времени направлено в сторону увеличения (сокращение генерации CO_2 и прогрессирующая дегазация). Если уже началось осаждение в виде карбоната наиболее подвижного элемента — Са при значительной величине рН среды, то остальные элементы (Fe и др.) в этих условиях окажутся еще менее подвижными, т. е. практически должны быть полностью удалены в осадок из путей миграции до осаждения CaCO_3 . В действительности в ряде случаев в Са-карбонатных конкрециях удавалось фиксировать самостоятельную фазу Mg—Fe-карбонатов (Зарицкий, 1965).

Если же при конкретных значениях рН среды илового раствора осаждаются карбонаты железа, то кальций остается в растворе и продолжает мигрировать.

Помимо величины рН среды, регулирующей подвижность карбонатных компонентов, нельзя не учитывать и кристаллохимический отбор и способность карбонатных компонентов к взаимной растворимости, к изоморфизму, что тоже влияет на миграционную способность элементов при прочих равных условиях.

Так, при определенных низких значениях рН из илового раствора выпадал бы наименее растворимый FeCO_3 , а Mg дольше других должен был бы удерживаться в растворе вследствие наибольшей растворимости MgCO_3 . Однако магнезия обычно мало в иловых растворах, и он практи-

чески полностью извлекается формирующимся углекислым железом благодаря легкому изоморфизму Fe и Mg. Если в иловом растворе имеется и кальций, то частично он тоже войдет в решетку Mg—Fe-карбонатов, образуя кальциомagniосидерит. Избыток кальция будет оставаться в растворе и, в конечном счете, в ходе эволюции илового раствора в сторону увеличения pH даст начало позднедиагенетическим выделениям в виде новообразованного кальцита (редко анкерита) по трещинам сокращения конкреций — септарий или в виде известковых конкреций с текстурой конус в конус. Весьма показательно, что среди карбонатов септарных трещин совершенно отсутствуют сидерит, магниосидерит или кальциомagniосидерит (Зарицкий, 1959, 1964; Македонов, 1954). Красноречивым подтверждением наибольшей среди других карбонатных компонентов подвижности Са является и отмечаемое неоднократно обогащение зернистых пород именно CaCO_3 , источником которого являются в значительной мере тонкозернистые отложения.

Небезынтересно отметить, что позднедиагенетические выделения углекислого кальция характеризуются также и относительно повышенным содержанием Mn и Sr (Зарицкий, 1963, 1965), тогда как ни Fe, ни Mg, ни P в них не концентрируются. Правда, коэффициенты относительной концентрации Mn во всех случаях несколько меньше, чем для аналогичных по составу раннедиагенетических конкреций. Все это наводит на мысль, что и такие элементы, как Mn и Sr характеризуются относительно повышенной миграционной способностью в диагенезе. Однако благодаря изоморфизму основные массы Mn, находящиеся в иловом растворе, извлекаются формирующимися в раннем диагенезе карбонатными конкрециями любого состава, а Sr — кальцитовыми или анкерито-кальцитовыми конкрециями.

В литературе немало примеров, когда коэффициенты относительной концентрации рассматриваются не столько как показатели степени концентрации, сколько как показатели геохимической подвижности элементов в диагенезе (Бровков, 1960; Тимофеева, 1963; Халифа-заде, Аббасова, 1963). З. В. Тимофеева (1963) пишет: «Специфическая черта геохимии морских сидеритоносных отложений типа Присамурского месторождения сидеритов, отличающая их от озерно-болотно-лагунных сидеритоносных отложений, — возрастание подвижности Са и отчасти Mg в диагенезе, что выражается в широком развитии изоморфизма Са и Mg в «сидеритах» и присутствии в «сидеритовых» конкрециях небольших количеств анкерита и кальцита» (стр. 107).

Ч. М. Халифа-заде и С. М. Аббасова (1963) также придерживаются ошибочного, по нашему мнению, взгляда. Они пишут: «В континентальных, переходных, даже в некоторых случаях прибрежных отложениях гумидной области седиментации грунтовые растворы за счет обильного органического вещества и гуминовых кислот имеют нейтральную и слабо кислую реакцию в первом этапе диагенеза. Такая среда благоприятствует интенсивному перераспределению железа... Са в такой среде мало подвижен и принимает слабое участие в образовании конкреций» (стр. 109).

Конечно, здесь речь должна идти не об увеличении подвижности Са и Mg в диагенезе в морских осадках по сравнению с озерно-болотно-лагунными. Подвижность Са и Mg и в тех и других условиях достаточно велика, явно больше подвижности Fe. Более того, подвижность Са, напротив, больше именно в озерно-болотно-лагунных осадках, о чем свидетельствует факт наличия Са в породах этих фаций, но отсутствие его или весьма слабая концентрация (скажем, неблагоприятные условия для его фиксации) в конкрециях.

Другое дело, что в иловых растворах морских осадков больше Са и Mg, поскольку первоисточником этих элементов является морская вода. Затем, в морских илах создаются условия, благоприятствующие не толь-

ко переводу в раствор, но и фиксации в составе диагенетических минералов Са и Mg с образованием кальциомагнесидерита и анкерита (доломита).

Небольшие количества кальцита в существенно Fe-карбонатных конкрециях, вероятно, являются результатом частичного распада твердого поликомпонентного раствора (Fe, Mg, Са, Mn) CO_3 (Зарицкий, 1965), а не следствием первичной концентрации свободного CaCO_3 наряду с Mg—Fe-карбонатами.

Таким образом, сложный поликомпонентный состав диагенетических карбонатных образований в морских осадках не является следствием увеличения подвижности Са и частично Mg (заведомо высокой), а результатом конкретных условий в иловых растворах морских осадков, способствующих фиксации не только Fe и Mg, но и более подвижного Са.

В собственно морских отложениях даже при небольшом исходном содержании CaCO_3 в осадке иловые растворы по мере разложения органического вещества и генерации CO_2 будут обогащаться прежде всего бикарбонатом Са, благодаря наибольшей растворимости CaCO_3 . Повышенный щелочный резерв иловых растворов будет препятствовать переходу в раствор малорастворимых в воде карбонатов, в частности переходу в раствор массы Fe в виде бикарбоната.

В отложениях озерно-болотно-лагунных, если бы даже и было достаточное количество CaCO_3 , то в условиях низких значений pH илового раствора последний был бы удален из слоя и не мог бы фиксироваться в виде диагенетических минералов. Как видим, это отнюдь не говорит о его малой подвижности в данном случае.

Поэтому вывод Ч. М. Халифа-заде и С. М. Аббасовой (1963) о малой подвижности Са в отложениях континентальных и переходных фаций и на этом основании о слабом участии Са в формирующихся здесь существенно Fe-карбонатных конкрециях нельзя признать правильным. Кальция мало в конкрециях именно по причине высокой его подвижности в этих условиях. Сказывается также действие кристаллохимического отбора, ограниченная возможность изоморфного вхождения CaCO_3 в решетку Mg—Fe-карбоната (Зарицкий, 1964, 1965; Эренбург, 1962).

Таким образом, коэффициент относительной концентрации является мерой геохимической подвижности для тех элементов, условия для интенсивной миграции которых в диагенезе были неблагоприятными. Это относится ко всем карбонатным компонентам в случае формирования существенно Са-карбонатных конкреций, когда даже наиболее подвижный элемент — Са переходит в твердую фазу. В противном случае, при формировании существенно Fe-карбонатных конкреций, высокая миграционная способность Са при неблагоприятных условиях осаждения CaCO_3 способствует удалению массы углекислого кальция из слоя осадка. Имеют значение также кристаллохимические особенности карбонатов Fe, Са и других элементов, возможность изоморфных замещений их. Значит, степень концентрации элемента в диагенетических конкреционных образованиях, выражаемая коэффициентом относительной концентрации, определяется не только миграционной способностью в диагенезе, но также и способностью его к переходу в твердую фазу в конкретных физико-химических условиях среды в осадках различной фациальной принадлежности. Одной высокой геохимической подвижности недостаточно для возникновения высоких концентраций элемента в конкрециях. Точно так же недостаточно одних только условий благоприятствующих осадке того или иного карбонатного компонента. Только совокупное действие этих двух факторов при определенных их сочетаниях дает реально устанавливаемые соотношения карбонатных компонентов в конкреционных образованиях из различных фаций каменноугольных угленосных отложений.

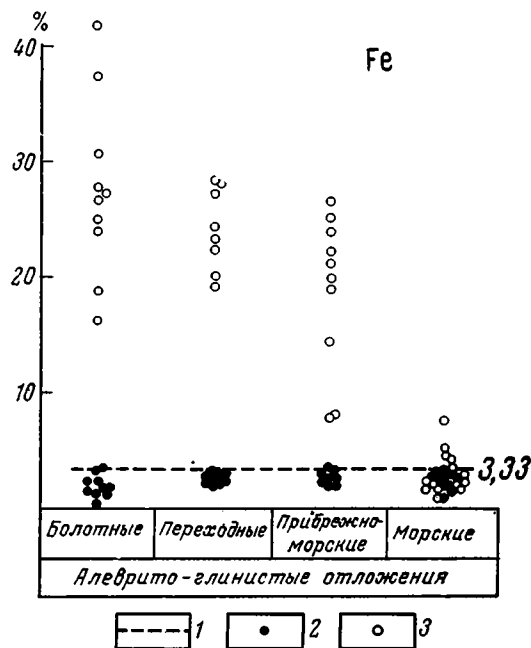
2. О «ГЕОХИМИЧЕСКОМ ФОНЕ» ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ПОВЫШЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ КОНКРЕЦИЕОБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЯХ

Наряду с количественной оценкой геохимической подвижности конкрецеобразующих элементов в раннем диагенезе, важно также выяснить, происходит ли образование повышенных концентраций элементов при наличии обычных кларковых для каждого типа пород исходных содержаний элементов или для этого необходимо первоначальное обогащение осадка этими элементами.

Относительно железа специальные исследования показали, что даже при интенсивном конкрецеобразовании, включая и сидеритообразование, имеющее рудный характер, процесс концентрации происходит и на кларковом фоне (Виталь, 1959; Тимофеева, 1961, 1963 и др.). Противоположную точку зрения на рудные скопления сидерита отстаивают Ч. М. Халифа-заде и С. М. Аббасова (1963), которые считают, что «диагенез не создает новых залежей из элементов в кларковом содержании в осадке, а наоборот, заканчивает рудный процесс, начатый еще в стадии седиментогенеза осадков». Имеется также мнение о сингенетическом (химическое осаждение из воды бассейнов) происхождении ряда месторождений пластовых сидеритов (Точилилин, 1956). Д. Г. Сапожников (1961) для случая пластовых залежей богатых сидеритовых руд также не исключает «первичное отложение сидерита в седиментационную стадию».

Что касается Fe, то наши данные подтверждают, что степень концентрации Fe в конкрециях определяется не исходным содержанием его в осадке, а миграционной способностью его в конкретных условиях среды в осадках различного происхождения (Зарицкий, 1956₂, 1959). Насколько нам известно, подобные исследования других элементов, участвующих в сложении карбонатных конкреций, до сих пор не проводились.

Для выяснения вопроса о «геохимическом фоне» при образовании повышенных концентраций Fe, Ca, Mg, Mn и P в конкрециях среднекаменноугольных угленосных алеврито-глинистых отложений в основном западной половины Донецкого бассейна было определено содержание этих элементов в образцах, отобранных из пород различных фаций с обычными для них коэффициентами конкрециенности (единицы процентов). Результаты для наглядности изображены графически см. фиг. 1—5. Для построения графиков использовано небольшое число анализов из тех, которыми мы располагаем по конкрециям и рассеянным карбонатам вмещающих их пород. Однако анализы брались с учетом,

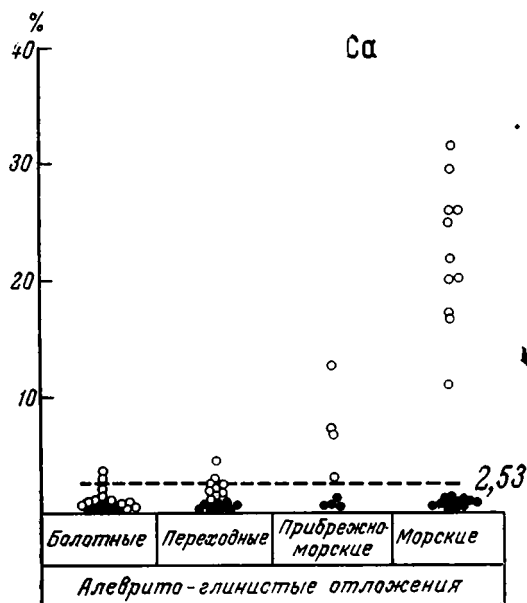


Фиг. 1. Распределение железа в конкрециях и вмещающих их породах

1 — кларк элемента в осадочных породах-глинах и сланцах (Виноградов, 1956), 2 — содержание элемента в породе, 3 — содержание элемента в конкреции

чтобы были представлены типичные образцы для отложений той или иной фации. На графиках даны не валовые содержания элементов, а содержания их в солянокислой вытяжке, поскольку необходимо производить сравнение аутигенных (в основном карбонатных) частей конкреций и пород. Учитывая, что в солянокислую вытяжку переходят, кроме карбонатных, также и лептохлоритовые Fe и Mg, для построения графиков взяты лишь части их, соответствующие карбонатам.

Приведенные на графиках содержания элементов во вмещающих породах — это остаточные их количества после того, как часть их вследствие диагенетического пере-



Фиг. 2. Распределение кальция в конкрециях и вмещающих их породах
Условные обозначения см. на фиг. 1

распределения сконцентрировалась в отдельных точках (участках) осадка в виде конкреций. Однако, поскольку коэффициент конкрециенности для угленосных алевроитоглинистых пород обычно невелик (несколько %), можно считать, что остаточные содержания элементов в общем незначительно отклоняются от содержаний исходных. Поэтому цифры содержаний отдельных элементов в породах могут быть использованы для выяснения поставленного выше вопроса.

Анализируя графики, останемся сначала на особенностях распределения элементов во вмещающих конкреции породах (см. фиг. 1—5).

1. В подавляющем числе случаев содержания Fe, Mg, Mn, Ca и P в солянокислых вытяжках располагаются ниже

линий их кларкового содержания в глинах и сланцах (Виноградов, 1956). При этом содержание Fe, Ca и Mg ни разу не превысило кларковые величины.

2. Содержание остаточного Fe в тонкозернистых породах различных фаций довольно близко к кларку его в породах этого типа (см. фиг. 1). Только болотные отложения почвы угольных пластов выделяются несколько пониженным содержанием Fe. Это объясняется, с одной стороны, высокой степенью концентрации Fe в сидеритовых желваках в породах почвы и, с другой, — возможным выносом части карбонатного железа в подстилающие слои подпочвы, отличающиеся еще более высокой конкрециенностью по сравнению с породами почвы угольных пластов.

3. Содержание остаточного Ca (т. е. определяемого аналитически) в породах в целом ниже кларкового, но отмечается некоторое увеличение количества Ca по мере перехода от отложений болотных к морским (фиг. 2). При этом сознательно отбирались образцы пород из морских фаций без заметной известковистости с тем, чтобы можно было сравнивать их с породами других фаций.

4. Содержание Mg в породах различных фаций тоже ниже кларкового, но можно отметить некоторое повышение его количества в отложениях бассейновых (переходных и морских) фаций по сравнению с болотными (фиг. 3).

5. В распределении Mn трудно подметить какую-либо закономерность (фиг. 4). В отдельных случаях в породах разных фаций содержание его

несколько превышает кларк для глинистых пород. Близкое содержание Mn в породах различных фаций указывает на то, что Mn, подобно Mg, следует пассивно, как за Fe, так и за Ca в рассеянных карбонатах.

6. Минимальное содержание P отмечено в отложениях болотных фаций, тогда как в породах переходных и морских фаций количество фосфора иногда превышает кларковое для глинистых пород (фиг. 5).

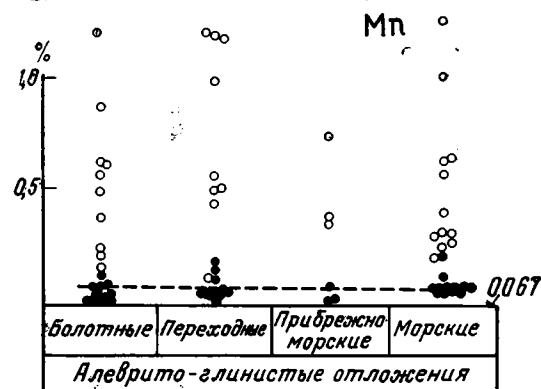
Переходя к анализу распределения концентраций элементов в конкрециях из отложений различных фаций, отметим следующее:

1. Концентрации конкрецнеобразующих элементов, в том числе и самые высокие, в отложениях различных фаций создаются на кларковом фоне, т. е. для возникновения концентраций всех главных элементов карбонатных конкреций любого состава первичное избыточное обогащение осадков этими элементами не является необходимым. Выше уже отмечалось, что в отношении Fe это было показано многими авторами.

Мы подчеркиваем справедливость этого положения и в отношении таких важных конкрецнеобразующих элементов как Ca и Mg, а также Mn и P, участие которых в сложении конкреций в количественном выражении невелико.

2. По мере перехода от конкреций из отложений болотных фаций к конкрециям переходных и затем морских фаций непрерывно возрастает относительная концентрация Ca. Заметим, кстати, что в этом же направлении убывает концентрация Fe в конкрециях, что еще раз и весьма наглядно подчеркивает антагонизм этих элементов в диагенезе, неоднократно отмечавшийся в литературе.

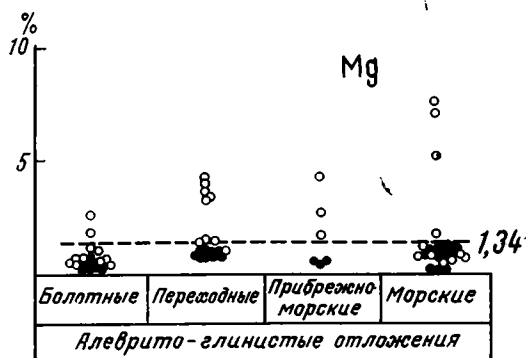
3. Более постепенно, чем для Ca, намечается рост концентрации Mg также в сторону переходных и морских фаций. На фиг. 3 можно видеть и существенное отличие в степени концентрации Mg в конкрециях из пород различных фаций по сравнению с Ca. Если для конкреций из отложений



Фиг. 4. Распределение марганца в конкрециях и вмещающих их породах.

Условные обозначения см. на фиг. 1

переходных и прибрежно-морских фаций намечается несомненный рост концентрации Mg, то среди конкреций из отложений собственно морских четко выделяются два типа: в первом содержание Mg мало отличается от количества его во вмещающих породах (кальцитовые конкреции), во втором — явная концентрация Mg (анкерито-кальцитовые и анкеритовые конкреции). Отсюда вытекает, что Mg не следует за Ca в диагенетических миграциях вещества, как он не следует также и за Fe.



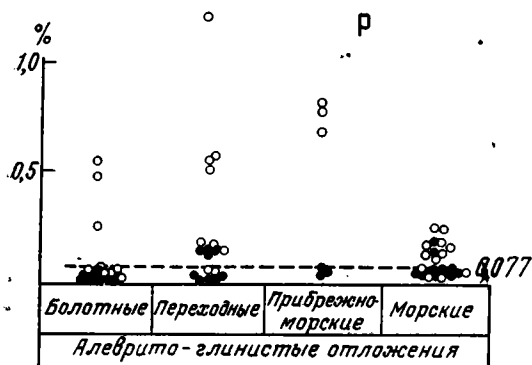
Фиг. 3. Распределение магния в конкрециях и вмещающих их породах

Условные обозначения см. на фиг. 1

4. Распределение концентраций Мп в конкрециях из пород разных фаций пестрое, но в то же время и весьма показательное, отличающее его от других элементов. Это объясняется тем, что Мп, не образуя самостоятельного минерала, изоморфно замещает любой из ведущих конкрециеобразующих элементов.

5. В распределении Р подтверждается установленная ранее закономерность: наибольшая концентрация Р характерна для конкреций из отложений переходных и прибрежно-морских фаций (Зарицкий, 1956). По мере перехода к отложениям болотных или собственно морских фаций содержание Р в конкрециях заметно снижается.

Остановимся более подробно на распределении Са. На фиг. 2 нанесены содержания остаточного Са в породах. Для вычисления исходного



Фиг. 5. Распределение фосфора в конкрециях и вмещающих их породах.

Условные обозначения см. на фиг. 1

видно, что исходное содержание Са в осадке ($1 + 1,2 = 2,2\%$) не выходит за пределы кларкового содержания Са для пород этого типа (2,53%, см. фиг. 1). Конечно, какая-то часть углекислого кальция, благодаря высокой подвижности Са, вероятно, уходит из глинистого осадка в более грубозернистые слои, но эту часть невозможно оценить количественно. И это для пород собственно морских с кальцитовыми и анкерито-кальцитовыми конкрециями и относительно повышенной конкрециеносностью. Естественно, что в случае пород переходных или прибрежно-морских фаций с конкрециями, в составе которых Са играет подчиненную роль, количество стянутого в конкреции Са будет и того меньше.

Таким образом, даже при достаточно интенсивном образовании Са-карбонатных конкреций в алеврито-глинистых отложениях в диагенезе, исходное содержание Са может оставаться на кларковом уровне и даже несколько ниже этого уровня.

Заметим, кстати, что и в случае развития в породах крупных известковых конкреций с текстурой конус в конус, отличающихся весьма высоким содержанием CaCO_3 (более 90%), остаточный Са в породах содержится в обычных количествах — в среднем 1,2% (Зарицкий, 1963).

Подобным же путем можно показать справедливость сделанного выше заключения и в отношении Mg, что вполне очевидно, если учесть, что Mg не образует в угленосных отложениях не только магнезитовых, но и вообще существенно Mg-карбонатных конкреций. Следовательно, остаточное количество Mg в породах стоит значительно ближе к исходному его количеству, чем это характерно для железа или кальция. То же самое можно сказать и о Мп и Р, определяемые содержания которых весьма близки к исходным содержаниям (определенным расчетным путем) этих элементов в осадках.

Ни Мп, ни Р не имеют конкрецьеобразующего значения в описываемых стяжениях, но как и для конкрецьеобразующих элементов (Fe, Са, Mg) для них характерно, что повышенные концентрации их в карбонатных конкрециях являются результатом интенсивной миграции их в диагенезе. При этом степень концентрации этих элементов не зависит прямо пропорционально от исходного содержания их в осадках, а определяется конкретными условиями раннего диагенеза в отложениях различной фациальной принадлежности.

Эта сторона процесса перераспределения вещества в диагенезе была подмечена нами раньше (Зарицкий, 1956₂, 1959). Теперь мы можем добавить, что для образования повышенных концентраций тех или иных элементов, наряду с возможностью перехода их в иловый раствор и степенью геохимической подвижности в осадках определенных фаций, необходимы еще и условия, способствующие фиксации этих элементов в виде диагенетических минеральных образований. Как было показано выше, высокая миграционная способность при отсутствии указанных условий приводит не к концентрации элемента в конкрециях, а к снижению исходного содержания его, к выносу за пределы слоя осадка. С другой стороны, повышенное содержание Са, например в иловом растворе в раннем диагенезе будет препятствовать интенсивной миграции и концентрации Fe в формирующихся диагенетических карбонатах. Следовательно, говоря о значении исходных содержаний элементов в осадках как возможной причине интенсивности их миграции в диагенезе, нельзя рассматривать конкретные элементы изолированно от других.

Все изложенное выше противоречит утверждению о том, что «химико-минеральный состав карбонатных конкреций из каменноугольных отложений определяется содержанием Са, Mg, Fe и Мп в первоначальном осадке» (Сокольская, Кучеренко, 1963).

* * *

Вопрос о геохимической подвижности важнейших элементов, входящих в состав наиболее распространенных диагенетических карбонатных минералов, был рассмотрен на основании сравнительного анализа солянокислых вытяжек пород и конкреций.

Однако в угленосных отложениях значительное развитие имеют и такие аутигенные, диагенетические минералы Fe, как дисульфид железа — пирит (в меньшей мере марказит). Поэтому, если бы количественно учесть массы железа, связанные в форме дисульфида, то абсолютные значения коэффициентов относительной концентрации Fe, в особенности для отложений собственно морских, несколько возросли бы по сравнению с теми величинами, которые установлены только по распределению карбонатного железа. Известно ведь, что в присутствии значительных количеств СаСО₃ железо минерализуется в основном в виде FeS₂.

Следовательно, вывод о малой геохимической подвижности Fe в отложениях собственно морских справедлив только по отношению к Fe карбонатному. Реальная миграционная способность Fe в этой обстановке может быть установлена только при учете перераспределения его в карбонатной и в сульфидной форме. Точно так же, нельзя игнорировать и такую форму выделения железа, как лептохлориты, хотя их значение в качестве конкрецьеобразователей весьма незначительно.

Таким образом, действительная геохимическая подвижность элементов на определенном этапе диагенеза может быть установлена по данным распределения всех аутигенных минералов, возникающих на этом этапе диагенеза. Но поскольку карбонатные конкреции резко доминируют среди аутигенных диагенетических образований, по крайней мере, в угленосных отложениях правильное представление можно получить и при изучении только карбонатных конкреций и карбонатов вмещающих их пород.

- Бровков Г. Н. Конкреции угленосных отложений аалена Дагестана. Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 3.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, 1956, № 1.
- Виталь Д. А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. В сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
- Зарицкий П. В. О содержании фосфора в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 6.
- Зарицкий П. В. Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальных условий осадконакопления. Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 4.
- Зарицкий П. В. О генезисе конкреций угленосной толщи Донецкого бассейна. Зап. геол. ф-та Харьк. гос. ун-та им. А. М. Горького, 1957, т. 14.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьк. гос. ун-та, 1959.
- Зарицкий П. В. К вопросу о времени образования карбонатных конкреций с текстурой конус в конус. Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 1.
- Зарицкий П. В. Об изоморфном вхождении CaCO_3 в сидеритовые и магносидеритовые конкреции Донбасса. Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 6.
- Зарицкий П. В. Минеральные новообразования в конкрециях — септариях и их генезис. Минералог. сб. Львовский гос. ун-т, № 18, вып. 4, 1964.
- Зарицкий П. В. Изоморфизм железа, магния и кальция в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. Литол. и полезн. ископ. 1965, № 3.
- Македонов А. В. Конкреции воркутской свиты. Автореф. канд. дис. М., 1954.
- Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1961.
- Сокольская А. В., Кучеренко М. Т. Литолого-фациальная характеристика каменноугольных отложений. В кн. «Закономерности угленакопления на территории западного Донбасса». Госгортехиздат, М., 1963.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, Сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Тимофеева З. В. Конкрецьеобразование в карбоне Донецкого бассейна. В сб. «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
- Тимофеева З. В. К вопросу об условиях формирования рудных скоплений железа в диагенезе. Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 5.
- Тимофеева З. В. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеааленских отложений Дагестана). Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Точилин М. С. К геохимии аутигенных сидеритов. В кн. «Вопросы минералогии осад. образ.», кн. 3-4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Халифа-заде Ч. М., Аббасова С. М. Сидеритовые залежи Дагестана. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Эренбург Б. Г. Рентгенометрическое исследование кальцийсодержащих сидеритов. Зап. Всес. минералог. о-ва, 1962, ч. 91, вып. 5.

Харьковский госуниверситет

Дата поступления
2.II.1966

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.31/35(470.324)

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕНЦОВСКИХ СЛОЕВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В. К. БЕЛЯЕВ, Е. Н. ФЕДОРЕНКО

Песчаные отложения полтавской свиты широко распространены на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы, составляя толщу белых и яркоокрашенных кварцевых песков с подчиненными кремнистами и железистыми песчаниками.

В последнее время интерес к изучению песчаных отложений полтавской свиты был вызван нахождением здесь титано-циркониевых россыпей, поэтому рассмотрение литолого-фациальных особенностей этих отложений приобретает существенное значение при прогнозировании геологоразведочных работ.

Наименование «полтавская свита» для соседней территории (Украина) в настоящее время употребляется только для верхней континентальной части полтавского яруса Н. А. Соколова. Нижняя часть полтавской свиты, представленная осадками морского генезиса, выделена под названием «бережской свиты», которой в пределах рассматриваемой территории отвечает нижняя часть венцовских слоев. Верхняя часть венцовских слоев сложена континентальными лагунно-озерными и аллювиальными фациями и залегает с резким разрывом на лежащей ниже морской толще.

Однако отсутствие палеонтологических данных, подтверждающих возможность разделения венцовских слоев на «бережскую» и «полтавскую» свиты, не позволяет нам в настоящее время принять это разделение.

В связи с этим термин «венцовские слои», предложенный впервые Ф. П. Пантелеевым, а затем Б. П. Леоновым (1961) для песчаных отложений правобережья р. Дона и охватывающий, видимо, бережскую и полтавскую свиты, для описываемой территории является более правильным.

Отложения венцовских слоев (Pg_2^{unz}) характеризуются пестротой своего состава и фациальной изменчивостью. В разрезе этих отложений сверху выделяются два горизонта: пестроцветных песков и светлых песков. Горизонт светлых песков — морского генезиса залегает в нижней части венцовских слоев, имеет равномерную окраску с преобладанием белых и серых тонов. Пески преимущественно кварцевого состава, мелкозернистые с хорошей окатанностью и сортировкой обломочного материала. Состав тяжелых минералов следующий (в порядке убывающих содержаний): ильменит, дистен, рутил, ставролит, силлиманит, циркон, турмалин. В качестве редких и единичных зерен отмечаются: лейкоксен, анатаз, эпидот, пикотит, благородная шпинель, корунд, топаз, сфен, гранат, хромит. Гранулометрический состав довольно однороден. В песках наблюдается горизонтально-волнистая слоистость, обусловленная слабым изменением гранулометрического состава и наличием цветных (рудных) минералов.

К средней части горизонта приурочены титано-циркониевые россыпи (Беляев, 1964, 1965).

Характерным для венцовских слоев правобережья Дона является увеличение амплитуды размыва в северо-восточном направлении, что обычно подтверждается залеганием венцовских слоев на все более древних осадках (фиг. 1). В основании венцовских слоев на контакте с киевскими глинами в бассейне р. Ольховой (правый приток р. Калитвы) отмечаются хорошо окатанные гальки кремнистых пород размером от $1,5 \times 2$ до 3×4 см.

В разрезе балки Свиногеевки (см. фиг. 1, разрез 4) в основании описываемых отложений у контакта с киевскими слоями наблюдаются крупные, хорошо окатанные зерна кварца, а также угловатоокатанные и окатанные гальки кварцитовидных песчаников и опоки размером от 1,5 до 3 см.

К северо-востоку, в бассейне р. Чира и на Чирско-Калитвенском водоразделе, венцовские слои повсеместно залегают уже на более древних слоях эоцена (чирских и осиновских).

Так, на правом берегу р. Куртлак, у хут. Лоповского (см. фиг. 1, разрез 6) рассматриваемые слои представлены толщей кварцевых песков от мелко- до грубозернистых, почти гравелистых, окрашенных в пепельно-желтые, белые и карминно-красные цвета. Описанные пески с резким размытом перекрывают осиновские слои. К северо-востоку в центральной части Иловлинско-Медведицкого междуречья Ф. П. Пантелеевым (1956) была описана толща разнозернистых пестроокрашенных песков с гравием и галькой различных пород. Пески залегают на размытой поверхности различных горизонтов меловых отложений (см. фиг. 1, разрез 7). Эти пески обнаруживают вполне определенную литологическую близость с описанной выше толщей пестрых гравелистых песков в бассейне р. Куртлак.

Минералогическое изучение песчаной толщи венцовских слоев на всей площади их развития позволяет выделить (несмотря на относительное однообразие шлиховых минералов) несколько минералогических ассоциаций, довольно отчетливо прослеживающихся на описываемой территории. Наименование ассоциаций, их минеральный состав и местоположение приведены в таблице и на фиг. 2.

Минеральный состав песчаной толщи венцовских слоев

Местоположение минералогических ассоциаций	Содержание, %							Минералогические ассоциации
	ильменит	рутил	циркон	дистен	силлиманит	ставролит	турмалин	
Нижнее и среднее течение рек Глубокой и Быстрой	25,7	11,7	2,8	19,3	11,7	20,8	8,2	Рутило-дистено-ставролит-ильменитовая с силлиманитом (I)
Верховья р. Калитвы	34,8	27,1	4,3	17,1	12,1	13,7	3,8	Дистено-рутило-ильменитовая со ставролитом и силлиманитом (II)
Верховья р. Ольховой	50,1	13,4	5,5	11,9	8,4	5,3	1,2	Цирконо-дистено-рутило-ильменитовая (III)
Водораздел рек Чира и Калитвы	56,3	13,2	1,3	11,5	8	8	2,7	Дистено-ильменитовая с рутилом, силлиманитом и ставролитом (IV)
Левобережье Дона и верховья левых притоков р. Чира	31,8	7,5	1,8	22	14	16,6	6,6	Рутило-ильменитовая с дистеном (V)

С юга на север выделяются следующие минералогические ассоциации: рутило-дистено-ставролит-ильменитовая с силлиманитом (I), дистено-рутило-ильменитовая со ставролитом и силлиманитом (II), цирконо-дистено-рутило-ильменитовая (III), дистено-ильменитовая с рутилом, силлиманитом и ставролитом (IV) и рутило-ильменитовая с дистеном (V).

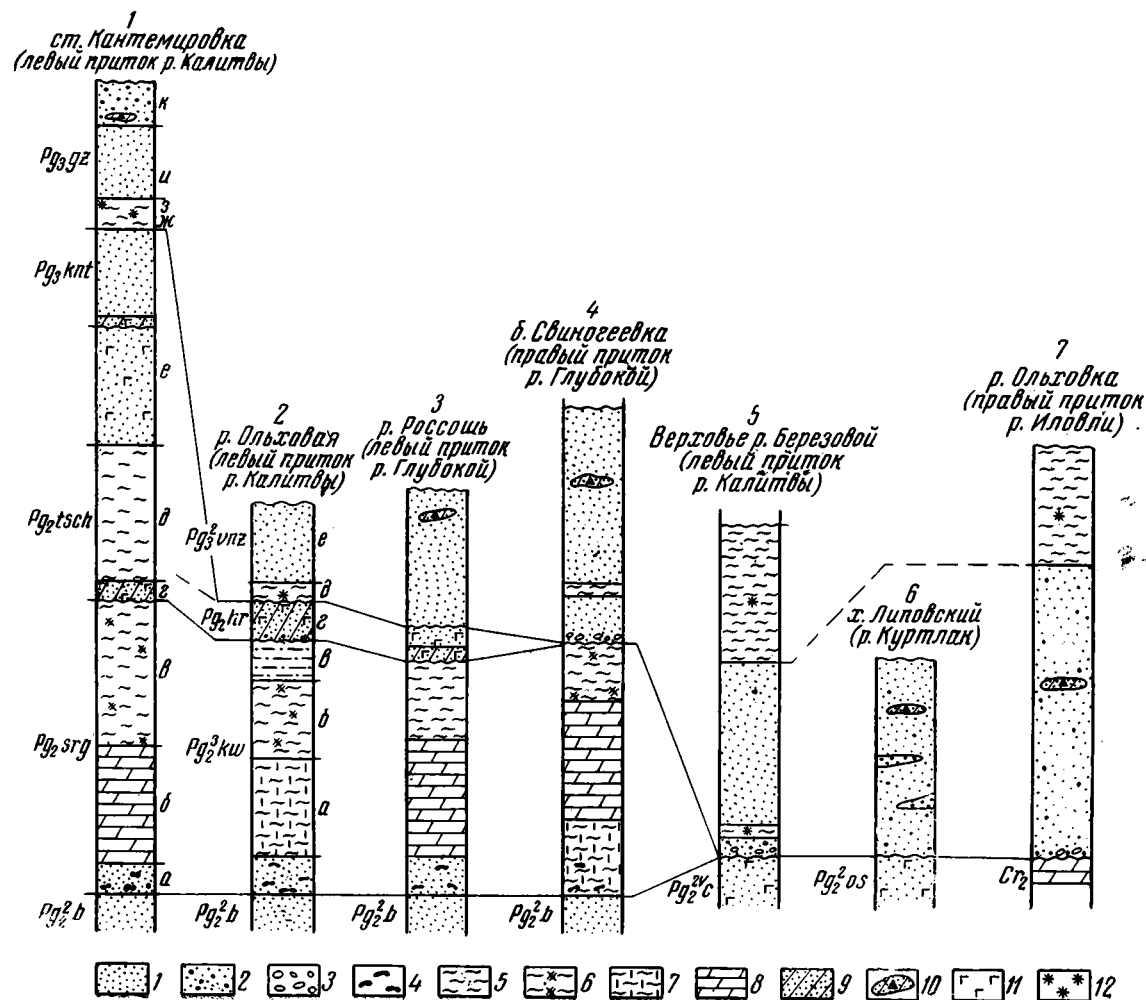
Первая ассоциация тяжелых минералов выделяется в песках венцовских слоев, развитых в нижнем и среднем течении рек Глубокой, Быстрой, Калитвы, и характеризуется повышенными содержаниями ставролита, дистена и турмалина.

Вторая развита в верховьях р. Калитвы и характеризуется повышенным содержанием рутила, чем и отличается от четвертой, развитой на водоразделе рек Чира и Калитвы. Эти две минералогические ассоциации (вторая и четвертая) по существу характеризуют состав тяжелой фракции песчаных отложений венцовских слоев, развитых в пределах рассматриваемой территории.

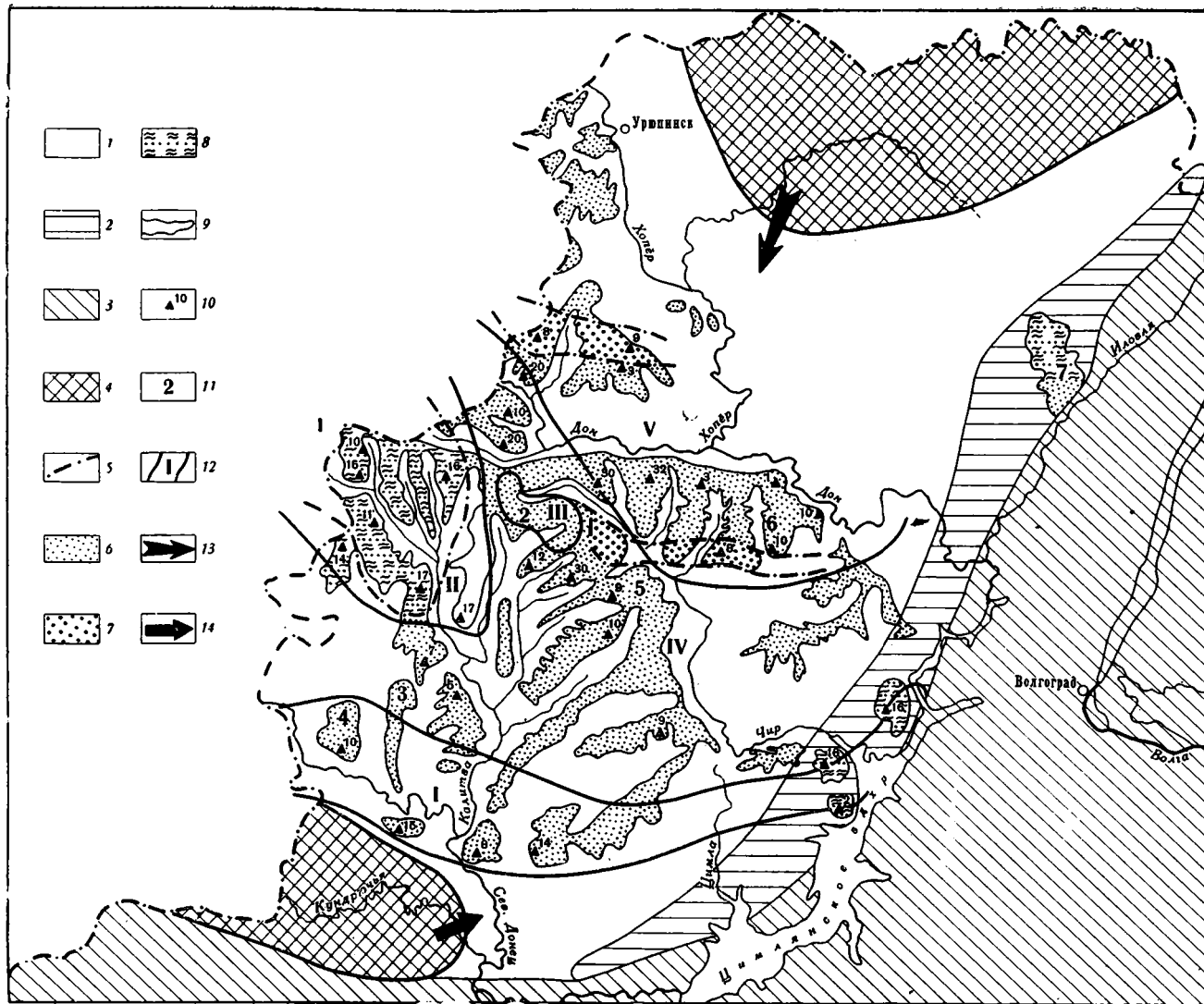
Третья ассоциация содержит значительное количество ильменита и циркона в тяжелой фракции, имеет локальное распространение и развита в верховьях р. Ольховой, левого притока р. Калитвы.

Пятая ассоциация встречается на левобережье р. Дона и в верховьях притоков р. Чира; она имеет низкое содержание циркона, силлиманита и ставролита.

Таким образом, основываясь на минералогических ассоциациях, можно выделить, применяя терминологию В. П. Батурина (1937), две основные терригенно-минералогические провинции: южную — дистено-ставролит-ильменитовую и северную — рутило-дистено-ильменитовую с силлиманитом и ставролитом. Южная провинция, охватывающая северную окраину Восточного Донбасса, нижнее течение рек Быстрой и Чира характеризуется повышенными содержаниями ставролита. Интересно отметить, что в южных разрезах этой провинции в составе тяжелой фракции песчаных отложений появляется эпидот и амфибол, которые в отложениях майкопской толщи достигают значительных содержаний. Наличие эпидота, амфибола, а также дистена и ставролита в отложениях северной части майкопского бассейна послужило основанием для выделения северо-восточной провинции дистено-ставролит-циозито-эпидото-амфиболовой (Шамрай, 1959, 1964).



Фиг. 1. Схема сопоставления
венцовских слоев правобережья
р. Дона



Фиг. 2. Схема распределения основных фаций венцовских слоев на территории Нижнего Дона и Нижней Волги

1—прибрежные равнины (временами заливавшиеся морем); 2—прибрежные заболачивающиеся участки шельфа; 3—мелкая и средняя части шельфа; 4—предполагаемые участки суши; 5—границы распространения литологических комплексов; 6—пески мелко- и среднезернистые; 7—пески крупнозернистые с гравием; 8—глины с прослоями песков; 9—контур современного распространения венцовских слоев; 10—мощность отложений; 11—номера разрезов на фиг 1; 12—минералогические ассоциации и их границы; I—рутило-дистено-ставролитово-ильменитовая с силлиманитом; II—дистено-рутило-ильменитовая со ставролитом и силлиманитом; III—цирконо-дистено-рутило-ильменитовая; IV—дистено-ильменитовая с рутилом, силлиманитом и ставролитом; V—рутило-ильменитовая с дистеном. Направления сноса обломочного материала: 13—главное; 14—второстепенное

В составе песчаных отложений венцовских слоев, рассматриваемых как осадки прибрежных равнин, временами заливавшихся морем, на основании полевых и литологических исследований выделяются впервые для данной территории континентальные осадки.

Континентальные образования представлены лагунными и аллювиальными фациями. Лагунные осадки занимают западную и юго-западную части описываемой территории, верховья рек Лозовенькой, Камышинской, Калитвы. Они представлены чередованием серых и пестроокрашенных глин с прослоями глинистых песков. В нижней части разреза пески, как правило, вообще отсутствуют или встречаются в виде небольших, не выдерживающихся по простиранию линз. Пестроцветные глины отличаются довольно высоким содержанием глинозема (20—25%).

В западном направлении (от верховьев р. Ольховой) наблюдается постепенное выклинивание песков и замещение их глинистыми осадками. Мощность глин здесь достигает 14,9 м. В этом же направлении происходит и уменьшение мощности венцовских слоев.

Литологические особенности глин западной части территории дают основание предполагать, что их образование происходило в заболоченных водоемах лагунного типа, связанных с начавшейся регрессией олигоценового моря.

Наличие аллювиальных отложений для описываемой территории подтверждается присутствием двух погребенных речных русел, обнаруженных на левобережье Дона, верховьях р. Песковатки и на Чирско-Калитвенском водоразделе и в нижнем течении левых притоков р. Чира (см. фиг. 2). Первая древняя речная долина прослежена на 35 км, при ширине до 10 км, вторая — на 160 км, при ширине 12—15 км. Русловые отложения представлены косослонистыми неравномернозернистыми песками с преобладанием крупнозернистых. Сортировка зерен обычно плохая. В составе песков отмечаются угловатоокатанные и полуугловатые гравийные зерна кварца (до 5 мм), галька и реже валуны. Галька и валуны приурочены к основанию русловой толщи. Состав русловых отложений отличается от прибрежно-морских песков остальной песчаной части венцовских слоев. В тяжелой фракции встречается ряд неустойчивых минералов — роговая обманка, мусковит, эпидот, гранат, которые не характерны для основной массы описываемых песков. Качественный состав других минералов совпадает.

Отсутствие резкого разнообразия в тяжелой фракции русловых и прибрежно-морских песков объясняется тем, что в геологическом строении размываемой суши для описываемого периода преобладали осадочные толщи мелового и нижнепалеогенового возраста, преимущественно нижнемелового. Разрушение их на всем протяжении давало одинаковый по минеральному составу кластогенный материал в морской бассейне. При регрессиях моря направление сноса обломочного материала не менялось, что и обусловило сходство минералогического состава речных осадков и морских песков. Мощность русловых отложений от 4 до 26,2 м.

Русловые отложения перекрываются пойменными, представленными переслаивающимися мелкозернистыми песками и глинами. Последние в разрезе преобладают. Мощность пойменных отложений не превышает 5 м.

В юго-восточной части территории венцовские слои (Леонов, 1961) представлены темными гумусированными глинами лагунно-лиманного характера, являющимися переходным звеном между майкопскими глинами Приволгоградского региона и существенно песчаными осадками, развитыми северо-западнее.

Эти отложения, изученные нами по разрезу у станицы Нижне-Чирской, представлены темно-серыми, бурыми глинами с большим количеством углистого материала. В глинах отмечается значительное содержание марганца (до 85,1% в тяжелой фракции), а также мелких кристалликов гипса.

В составе глин отмечаются линзы (мощностью 0,2—0,3 м) светло-серых, мелкозернистых, кварцевых песков.

Вверх по разрезу глины постепенно сменяются тонким переслаиванием глин и светло-серых песков. Разрез заканчивается мелкозернистыми песками ржаво-бурого цвета. Минеральный состав песков этого разреза тождествен составу песчаных отложений северо-западной части описываемой территории и отличается преобладанием дистена, ставролита и ильменита.

Кроме того, эти пески содержат эпидот и амфибол — минералы, являющиеся характерными для глинистых отложений майкопской серии осадков.

Комплекс тяжелых минералов рассматриваемых отложений сочетает в себе, с одной стороны, специфичность минерального состава песчаных отложений венцовских слоев, а с другой — содержит элементы, свойственные уже морским майкопским осадкам.

Литологический состав описываемых песчано-глинистых отложений, а также отмеченные фациальные и минералогические особенности позволяют рассматривать эти отложения как осадки прибрежных заболочивающихся участков шельфа, представляющих собой краевую зону майкопского морского бассейна.

Таким образом, изучение фациальных особенностей венцовских слоев юго-восточного склона Воронежской антеклизы позволяет подходить более определенно к перспективной оценке описываемых отложений с точки зрения нахождения здесь россыпных месторождений. На основании выделения лагунных и аллювиальных фаций верх-

няя континентальная часть разреза в настоящее время рассматривается как крайне неблагоприятная для концентрации титано-циркониевых минералов. Нижняя толща венцовских слоев морского генезиса, содержащая титано-циркониевые россыпи, несомненно, заслуживает дальнейшего изучения, но с учетом уже выявленных фациальных особенностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. АЗОНТИ, 1937.
Беляев В. К. Особенности вещественного состава титано-циркониевых россыпей в третичных отложениях юго-восточной окраины Воронежского кристаллического массива. Доповіді АН УРСР, 1964, № 1.
Беляев В. К. Геология и условия образования третичных титано-циркониевых россыпей юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива. В кн. «Геология россыпей». Изд. АН СССР, 1965.
Леонов Г. П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Изд. МГУ, 1961.
Шамрай И. А. Петрографические особенности и условия формирования осадков северной части майкопского бассейна. Изв. высш. уч. завед. Нефть и газ, 1959, № 2.
Шамрай И. А. Палеоген Восточного Донбасса и северного крыла Азово-Кубанской впадины. Изд. Ростовск. ун-та, 1964.

Ростовская комплексная
геологическая экспедиция
Волго-Донского территориального
геологического управления

Дата поступления
19.XI.1965

УДК 550.4 : 553.97 (470.5)

О МИКРОЭЛЕМЕНТАХ В ТОРФЯНИКАХ СРЕДНЕГО УРАЛА И СРЕДНЕГО ЗАУРАЛЬЯ

Е. И. ТАРАКАНОВА

Рассматриваемые торфяники занимают различную площадь (от 48 до 20 тыс. га и более) и имеют различное геоморфологическое расположение. Одни из них находятся в долинах рек (на пойме, террасах), другие — на их водоразделах, в сточных котловинах или на пойменных террасах озер. Обрамление торфяников также неодинаково: они залегают среди пород разного возраста — от современного до палеозойского — осадочных и изверженных, как кислых, так и основных. Значительная часть их приурочена к гранитным массивам. Торф преимущественно низинный.

Исследован с различной степенью детальности торф 29 месторождений, преимущественно эксплуатирующихся. Спектральному полуквалиметричному анализу¹ подверглись пробы, расположенные по разрезу залежи, как правило, через 0,5 м. Всего исследовано 357 проб. Все они проанализированы на 44 элемента, из которых обнаружены 32: бериллий, мышьяк, фосфор, марганец, свинец, олово, магний, кремний, галлий, железо, германий, висмут, алюминий, молибден, ванадий, титан, медь, серебро, цинк, натрий, кобальт, никель, цирконий, кальций, калий, стронций, хром, барий, иттрий, итербий, литий и скандий. Не обнаружены: теллур, сурьма, платина, золото, таллий, ниобий, вольфрам, индий, кадмий, тантал, лантан и церий.

В золе торфов различных месторождений содержится от 16 до 28 элементов, чаще 20—25. Наиболее разнообразный состав и повышенные концентрации микроэлементов, как правило, приурочены к периферийным участкам торфяников и к основанию торфяной залежи. В участках, удаленных от коренных пород, состав и концентрации микроэлементов беднее.

Пересчет результатов спектрального анализа на сухой торф показал, что средние содержания почти всех элементов ниже кларка для осадочных пород (табл. 1). Исключение составляет молибден, среднее содержание которого в одном торфянике (Красном) кларковое. Вместе с тем максимальные концентрации молибдена в периферийных частях большинства исследованных торфяников различного геологического обрамления превышают среднее содержание этого элемента в литосфере. В отдельных торфяниках вышекларковых концентраций, кроме молибдена, достигает несколько эле-

¹ Анализы выполнены в спектральной лаборатории Института геологии и геохимии УФАИ СССР под руководством старшего научного сотрудника Н. А. Ярош. Много ценных советов в процессе обработки данных спектрального анализа получено от заведующего лабораторией геохимии редких элементов Института геологии и геохимии УФАИ СССР В. П. Покровского.

Таблица 1

Содержание микроэлементов в торфяниках разного геологического обрамления, г/т сухого торфа

Торфяники	Породы обрамления	Средняя зольность торфа	Микроэлементы															
			Be	Ge	Ga	Y	Yb	Zr	V	Cr	Ni	Co	Mo	Cu	Pb	Ti	Mn	P
Среднее содержание																		
Кокшаровский	Граниты: Салдинского массива	9	—	0,06	0,6	—	—	—	0,2	3	1,4	0,8	0,7	2,2	1,6	42	428	13
Сулимовский	Исетского массива	15	0,2	—	0,2	—	—	0,6	4,3	0,9	17	1,5	0,4	0,8	0,2	173	271	29
Черновской	Верх-Исетского массива	8	1,9	—	1,4	5,4	2	3,5	22	24	7,3	1,4	0,8	3	1,6	298	221	39
Красный	Гранодиориты, туффы и др.	24	2,2	0,06	5,3	4,3	2,7	12	44	49	51	11	3,0	23	2	639	347	234
Половинный	Габброамфиболиты и др.	9	1	0,05	1,2	—	—	0,3	12	15	13	3,6	0,5	3	1	256	373	28
Молебский	Амфиболиты	9	—	—	0,3	—	—	0,5	1,2	1,8	1,5	1,4	0,3	2	1	685	332	19
Мазулинский	Песчано-глинистые отложения нижнего мела	10	0,1	—	0,8	—	—	—	1	3	4	1	1	5,3	1,7	118	131	6,7
Боровой II	Современные пески	12	0,8	—	0,9	0,2	0,2	0,8	9	8	7,3	2	0,8	2	0,5	169	561	378
Максимальное содержание																		
Кокшаровский	Граниты: Салдинского массива	9	—	1	2	—	—	—	1	15	4	3	5	6	14	154	1450	54
Сулимовский	Исетского массива	15	1	—	3	—	—	8	19	22	137	14	5	5	3	760	271	12
Черновский	Верх-Исетского массива	8	17	—	7	72	—	24	107	175	26	4	7	24	5	1075	750	240
Красный	Гранодиориты, туффы и др.	24	22	3	49	69	58*	60	330	294	490	60*	31*	174*	14	639	3600*	1470
Половинный	Габбро-амфиболиты и другие	9	14	0,5	14	—	—	4	137	137	137	20	5	22	5	1375	1375	86
Молебский	Амфиболиты	9	—	—	1	—	—	3	6	7	6	6	2	6	6	689	650	65
Мазулинский	Песчано-глинистые отложения нижнего мела	10	0,5	—	3	—	—	—	8	9	35	9	5	14	9	650	360	35
Боровой II	Современные пески	12	17	—	10	7	7	27	166	166	39	14	3	24	7	1665	2415	6260
Кларк элементов в литосфере (Вино- градов, 1957)			6,4	1	15	28	3	200	150	200	80	30	3	100	16	6000	900	800

* Содержание золы в пробах выше 50%.

Таблица 2

Содержание микроэлементов в низинных торфах разного видового состава, г/т сухого торфа

Виды торфов	Количество анализов	Средняя зольность	Микроэлементы															
			Be	Ge	Ga	Y	Yb	Zr	V	Cr	Ni	Co	Mo	Cu	Pb	Ti	Mn	P
Среднее содержание																		
Древесный	49	16	2	0,1	3	5,9	3	7,6	37	34	23	5	1,7	15,2	1,8	550	342	132
Древесно-тростниковый	10	21	3,7	—	3,9	3,8	3,3	7,5	45	42	37	10	4	19	1,6	884	417	27
Древесно-осоковый	45	13	1,4	—	1,4	0,02	0,02	1,5	12	11	19	5	1	4,6	0,4	333	411	169
Тростниковый	21	15	1,3	—	4,5	0,1	0,3	3,8	23	32	49	6	2,4	10	1	574	414	49
Хвощовый	7	19	0,6	—	3,2	—	—	0,3	12	8	13	4	—	10,4	3,1	544	366	24
Осоковый	82	9	0,42	—	1	0,1	0,1	1,6	8	8	6	3	1	3,4	1	157	333	23
Осоково-гипновый	27	6	0,05	—	0,4	—	—	—	0,8	2	2	1	0,6	1,2	0,2	66	246	1,4
Гипновый	24	8	0,1	—	0,3	—	—	—	0,3	3	2	1	0,7	1,5	0,2	53	335	193
Древесина	8	3	0,08	—	0,09	—	—	—	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,7	0,08	84	123	2
Максимальное содержание																		
Древесный	49	16	17	3	17*	69	58	58*	330	174	136	31*	31*	174*	28*	2850	1360	1470
Древесно-тростниковый	10	21	18	—	7	18	11*	31	113	112	113*	28	11*	45	11	2835	930	112
Древесно-осоковый	45	13	22	—	16*	1	1	54	162*	162	178	54*	9	54	5	2165	1565	6260
Тростниковый	21	15	14	—	49	2	4	37	147	294	480	49	10	49	11	2900*	2900	490
Хвощовый	7	19	2	—	19	—	—	2	75	30	75	19	—	30	14	1865	1450	61
Осоковый	82	9	6*	—	18*	5	7	60	180*	180*	60	60*	18	60	12	1200	3600*	180
Осоково-гипновый	27	6	0,7	—	4	—	—	—	10	11	11	4	3	7	4	660	600	96
Гипновый	24	8	0,8	—	2	—	—	—	3	37	13	5	5	6	4	214	1285	4260
Древесина	8	3	0,3	—	0,5	—	—	—	3	3	1	1	3	2	0,6	330	330	18-
Кларк элементов в литосфере (Виноградов, 1957)			6,4	1	15	28	3	200	150	200	80	30	3	100	16	6000	900	800

* Содержание золы в пробах превышает 50%.

ментов: марганец, бериллий, иттрий, иттербий, ванадий, фосфор и др. Наибольший интерес в этом отношении представляет торфяник Красный.

Набор микроэлементов и их концентрации неодинаковы в торфяниках, расположенных на площади различных гранитных массивов, что, по-видимому, обусловлено различиями в геохимических особенностях этих массивов. Так, в отдельных пробах торфов месторождения Черновского (Верх-Исетский гранитный массив) установлены повышенные концентрации бериллия, иттрия и иттербия. В торфяниках, расположенных на площади Исетского и Салдинского гранитных массивов концентрации бериллия либо значительно ниже (Сулимовский торфяник), либо бериллий не обнаружен (Кокшаровский торфяник); иттрий и иттербий в торфяниках указанных гранитных массивов не установлены, а концентрация большей части других элементов в них ниже, чем в Черновском. В отличие от последнего отдельные пробы Сулимовского торфяника обогащены никелем, Кокшаровского — марганцем. В одной пробе Кокшаровского торфяника обнаружен германий.

Установлены также некоторые различия в составе и содержании микроэлементов в зависимости от положения торфяника в пределах того или иного гранитного массива. В торфяных месторождениях, расположенных в периферийных частях гранитных массивов, состав и концентрации элементов обычно беднее, по сравнению с торфяниками центральных частей массивов. В то же время в некоторых торфяниках эоконтактовых зон гранитных массивов, как, например, Красном, набор элементов нередко более разнообразен, а их концентрации выше, чем в периферийных и даже центральных частях гранитных массивов. В торфянике Половинном, расположенном так же, как и Красный, в эоконтактовой зоне Верх-Исетского гранитного массива, концентрации микроэлементов значительно ниже, чем в Красном, но и здесь в отдельных пробах установлены повышенные содержания бериллия. Торфяники Молебский, расположенный в зоне развития амфиболитов, и Мазулинский, находящийся среди песчано-глинистых отложений нижнего мела, отличаются пониженным содержанием микроэлементов. Только содержания молибдена в основании Мазулинской торфяной залежи чаще достигают кларковых значений и превышают их.

Отличительной особенностью месторождения Боровое-II, залегающего среди современных песков, является наличие на некоторых его участках высоких концентраций фосфора (до 6 кг/т сухого торфа). В этом торфянике нами выявлены вивиниты, встречающиеся в виде линз, преимущественно в основании торфяной залежи, на глубине от поверхности в среднем около 2 м. Мощность линз не установлена, так как дно канав, вскрывших вивиниты, залито водой. Судя по распространению на площади торфяника отвалов осушительных канав, содержащих крупные куски вивинита яркосинего цвета, протяженность линз достигает 250—300 м. Полуколичественный спектральный анализ вивинита обнаружил в нем, кроме фосфора и марганца, незначительное количество титана, никеля и следы ванадия. Содержание фосфорного ангидрида, по данным химического анализа, составляет 23—24%. В Среднем Зауралье, кроме торфяника Борового-II, вивиниты известны на некоторых участках большого по площади Тарманского месторождения, в торфянике на пойме р. Иска, в Липняжском. Влазином, Мысовом, Подуналихе и др.

Анализ распределения микроэлементов в торфах разного ботанического состава показал, что микроэлементами наиболее обогащены торфы низинного и переходного типов: средние содержания элементов в них в 2—8 раз выше, чем в верховых, а концентрация марганца в низинных торфах в 40 раз выше, чем в верховых. Только средние содержания германия, а в отдельных торфяниках и свинца, выше в верховых торфах.

Содержания микроэлементов в низинных торфах разного видового состава приведено в табл. 2, из которой видно, что почти во всех торфах средние содержания микроэлементов ниже кларковых значений. Исключение составляют древесный торф с кларковым содержанием иттербия и древесно-тростниковый, в котором средние концентрации иттербия и молибдена несколько выше кларка. Относительно более обогащены микроэлементами древесные, древесно-травяные и травяные торфы. Максимальные концентрации значительной части микроэлементов в этих торфах превышают средние содержания их в литосфере, причем содержания молибдена и марганца выше в отдельных пробах почти всех видов торфа.

Содержание каждого микроэлемента в торфах любого ботанического состава резко неравномерное. Рассмотрим это на примере бериллия и фосфора. Из 49 анализов древесных торфов вышекларковые концентрации бериллия (7—17 г/т сухого торфа) установлены только в четырех. В пробах древесно-тростникового торфа содержания бериллия колеблются от 0 до 18 г/т. Оба крайних значения установлены в пробах периферийной части месторождения Красного: в пробе зольного ($A=36\%$) торфа из нижней части залежки содержится 18 г Ве, а в пробе средней зольности ($A=16\%$), отобранной на 25 см выше по разрезу, бериллий не обнаружен. Более половины проб древесно-осокового торфа бериллия не содержат; вышекларковые концентрации элемента (10—22 г/т) установлены только в трех пробах торфа этого вида. Из 21 пробы тростникового торфа высокое содержание бериллия установлено только в одной. Содержание фосфора в торфах древесно-осоковым и гипновом выше, чем в торфах другого видового состава (см. табл. 2), что обусловлено наличием в отдельных пробах вивинита. Это пробы из нижней части торфяной залежи месторождения Борового-II:

древесно-осокового торфа с содержанием фосфора до 6,26 и гипнового с содержанием фосфора до 4,26 кг/т сухого торфа. Если исключить из общего числа анализов древесно-осоковых и гипновых торфов эти две пробы, среднее содержание фосфора в них будет соответственно равно 30 и 16 г/т. Гипновый и древесно-осоковый виды торфов из нижней части залежи в других пунктах того же месторождения фосфора не содержат. Из приведенных примеров видно, что концентрации бериллия и фосфора не зависят от ботанического состава торфа, но находятся в прямой зависимости от зольности. Вероятно, они обусловлены наличием указанных элементов в породах области скопления. Установленная закономерность распространяется и на все другие микроэлементы.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.
 Коченов А. В., Зинovieв В. В., Ковалева С. А. Некоторые особенности процесса накопления урана в торфяниках. Геохимия, 1965, 1.
 Сапрыкин Ф. Я., Свентиховская А. Н. Закономерности редкометалльного обогащения современных торфяников. В кн. «Материалы к IX совещанию работников лабораторий геологических организаций», вып. 7. Л., 1965.
 Тарканова Е. И. К вопросу о вивинитах Зауралья. Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4.

Институт геологии и геохимии УФАН
 Свердловск

Дата поступления
 7.II.1967

УДК 550.4

СОСТАВ КАРБОНАТНОГО ОСАДКА, ВЫДЕЛЕННОГО ИЗ ОКЕАНСКОЙ ВОДЫ

Ю. И. ЛЯХИН, В. В. КОНДРАТЬЕВА

В настоящее время можно считать общепризнанным, что поверхностные воды океанов в низких и умеренных широтах значительно пересыщены карбонатом кальция. Так, по нашим данным, в тихоокеанской воде в районе Курисио и субтропической конвергенции ионное произведение $[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]$, рассчитанное по аналитическим данным, в 5—7 раз превышает норму (Ляхин, 1967).

Вопрос о выделении карбонатов из пересыщенных природных растворов изучен еще недостаточно, поэтому сведения о минеральном составе полученных осадков представляют значительный интерес.

Для изучения процесса выделения $CaCO_3$ из океанских вод в Ленинградском гидрометеорологическом институте (ЛГМИ) был поставлен эксперимент, в ходе которого величина pH натуральной тихоокеанской воды ($S=34,97\%$) при температуре 26° повышалась путем продувания через пробу воздуха, очищенного от CO_2 . При этом равновесие $Ca(HCO_3)_2 \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O + CO_2 \uparrow$ сдвигается вправо, в результате чего увеличивается концентрация ионов CO_3^{2-} и возрастает ионное произведение $[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]$.

Для получения океанской воды с различными величинами щелочности в пробу пропускали CO_2 , а затем растворяли в воде синтетический $CaCO_3$ (кальцит)¹.

В результате эксперимента было установлено, что при 8,68-кратном перенасыщении воды карбонатом кальция ($S=34,97\%$; $Alk = 2,393 \frac{мг \cdot экв}{л}$; $pH=8,44$) и в отсутствии ядер кристаллизации, занесенных извне, выпадения кристаллов $CaCO_3$ не наблюдается.

Не происходит выделения осадка и при 28-кратном пересыщении (искусственная щелочность $5,008 \frac{мг \cdot экв}{л}$; $pH=8,86$; прочие условия прежние). Лишь при 50-кратном пересыщении, когда Alk составляла $12,589 \frac{мг \cdot экв}{л}$ и $pH=8,36$, из раствора выделился карбонатный осадок.

¹ Все необходимые расчеты выполнены по данным К. Буха и Г. Ваттенберга в соответствии с методикой, изложенной О. А. Алекиным (1966).

Иммерсионный анализ показал, что основная масса осадка состоит из сферолитов величиной около 0,01 мм. В скрещенных николях хорошо заметен темный крест, характерный для сферолитового строения.

Состав сферолитов оптически определить не удалось, поэтому они были исследованы также рентгеновским методом. Результаты рентгеновского анализа представлены в таблице.

Межплоскостные расстояния (kX) и интенсивность отражений исследованного образца *

I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$	I	$\frac{d_a}{n}$
3	(3,76)	10	1,976	3	1,192
1	(3,64)	9	1,877	4	1,173
10	3,42	7	1,819	3	1,127
6	3,30	7	1,747	2	1,109
1	3,16	5	1,729	1ш	1,056
3	(2,98)	2	1,562	7	1,061
8	2,70	2	1,506		1,000
1ш	(2,62)	2	1,472	5	1,004
7	2,48	3	1,410	2	0,995
6	{ 2,38	4	1,366		
	{ 2,34	2	1,264		
5	(2,18)	5	1,242		
3	{ (2,11)	3	1,225		
1	{ 2,08	5	1,209		

* Условия съемки: Fe—анод, напряжение 35 кВ, сила тока 15 мА, экспозиция 2 часа. D камеры = 57,04 мм, d — образца = 0,3 мм, ш — широкая линия.

По дебаграмме обнаружена только одна фаза. Все линии, за исключением очень слабой 3, 16 (1), соответствуют эталонным данным для арагонита (Михеев, 1957). Линия 3, 16 (1), по-видимому, связана с загрязненностью анода рентгеновской трубки.

Таким образом, из многократно пересыщенной карбонатом кальция океанской воды выделяется арагонит в форме сферолитов. Полученный результат подтверждается данными Китано и Худа (1962), которые показали, что в морской воде, из-за влияния ионов магния на кристаллические формации CaCO_3 , преобладает арагонит, а в отсутствие солей магния из морской воды выпадает CaCO_3 в форме кальцита.

В заключение авторы выражают свою благодарность проф. В. Б. Татарскому за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексин О. А. Химия океана. Гидрометиздат, 1966.
 Ляхин Ю. И. Насыщенность CaCO_3 тихоокеанских вод в районе Курисио и зоны субтропической конвергенции. Тр. Ленинградского гидрометеорологического института, Аспирантский сб., Л., 1967.
 Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов, Госгеолтехиздат, 1957.
 Kitano J., Hood D. W. Calcium Carbonate crystal forms formed from sea water by inorganic processes. J. oceanogr. Soc. Japan, 18, No. 3, 1962, 141—145.

Гидрометеорологический институт
Ленинград

Дата поступления
17.XI.1966

МЕТОДИКА

УДК 552.26

СПОСОБ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ НА ЭЛЕКТРОННОЙ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МАШИНЕ (ЭВМ)

Г. Ф. РОЖКОВ, З. М. ТРОФИМОВА

Повышенный интерес к дробным ситовым анализам связан с крупномасштабными палеодинамическими реконструкциями, необходимыми для поисков различного рода литологических ловушек нефти и газа. Картирование гранулометрических параметров дает ценную информацию о перемещениях древних береговых линий, палеodelьтах, палеорельефе дна бассейнов, в том числе и о конседиментационных поднятиях (Страхов, 1957); а также информирует о их батиметрических осях. Известно, например, что с прибрежными зонами древних акваторий было связано формирование песчаных вдольбереговых баров — отличных литологических ловушек. К склонам и сводам конседиментационных поднятий, а также к зонам расхождения структурной и батиметрической осей палеобассейнов приурочены, как правило, региональные зоны выклинивания гранулярных коллекторов.

В связи с этим в лаборатории ВНИГРИ производятся 19-фракционные и вводятся 33-фракционные ситовые анализы в диапазоне от 2,5 до 0,04 мм.

Из работ А. Н. Колмогорова (1941) и Н. К. Разумовского (1948) вытекает, что эмпирические полигоны распределения (ЭПР) гранулометрического состава обломочных пород подчиняются логнормальному закону или его различным модификациям.

Статистическая обработка свыше 700 ситовых дробных анализов как современных, так и древних осадков подтвердила эти чрезвычайно важные теоретические выводы.

Для осадков, сформированных в различных фациальных условиях, характерны и различные виды ЭПР. Естественным комплексом причин этого служат: а) гранулометрические уровни, унаследованные от материнских пород, размывавшихся в областях сноса, а также частично эродированные в зонах транзита; б) деятельность живых сил сред переноса и седиментации; в) соотношение их энергетических уровней; г) относительная продолжительность воздействия каждого из них на совокупности обломочных частиц.

Главной задачей статистической обработки является выявление таких немногих характеристик параметров, которые в достаточной мере характеризовали бы свойства таких совокупностей. Центральные моменты наилучшим образом отражают характерные особенности ЭПР.

Известны графические (Folk and Ward, 1957; Cadigan, 1961; Folk, 1966) и расчетные (Krumbein, 1936; Рухин, 1947) способы вычисления первых четырех моментов ЭПР. По мере того как происходит увеличение числа размерных фракций, литологи все больше и больше времени должны затрачивать на утомительные расчеты.

Следует особо подчеркнуть, что при многофракционных анализах построение ЭПР в пересчете на количество зерен в размерных фракциях по методу Л. Б. Рухина (1947) и вычисления для них первых четырех статистических моментов становится очень трудоемким процессом. Однако в результате наших исследований выяснилось, что данные, полученные при таком пересчете, во многих случаях несут ценную и более четкую информацию.

Специально с целью облегчения работы литологов и предоставления им возможности автоматически производить все необходимые расчеты как по весовым данным, так и в пересчете на количество зерен, предлагается в виде приложения отлаженная программа для ЭВМ, составленная на языке «Алгол-60» (см. прилож.).

Известно (Урбах, 1963), что первые четыре статистических момента соответственно равняются:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m M_i \cdot N_i;$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m (M_i - \bar{x})^2 \cdot N_i; \quad S = \sqrt{\sigma^2},$$

$$\alpha = \frac{1}{S^3 N} \sum_{i=1}^m (M_i - \bar{x})^3 \cdot N_i;$$

$$\tau = \left[\frac{1}{S^4 N} \sum_{i=1}^m (M_i - \bar{x})^4 \cdot N_i \right] - 3,$$

где: m — количество размерных фракций; M_i — логарифм среднего размера (d) каждой размерной фракции; M_i, N_i — содержание (%) каждой размерной фракции по весу или в пересчете на количество зерен. N — содержание (%) всех размерных фракций ($N=100\%$).

После раскрытия скобок имеем:

$$S = \sqrt{A_2 - (\bar{x})^2};$$

$$\alpha = \frac{1}{S^3} (A_3 - 3A_2\bar{x} + 2(\bar{x})^3);$$

$$\tau = \left[\frac{1}{S^4} (A_4 - 4A_3\bar{x} + 6A_2(\bar{x})^2 - 3(\bar{x})^4) \right] - 3;$$

где

$$A_2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m M_i^2 \cdot N_i$$

$$A_3 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m M_i^3 \cdot N_i$$

$$A_4 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m M_i^4 \cdot N_i.$$

В вычислительной таблице представлен числовой пример расчета одного реального дробного анализа по весовым данным и в пересчете на количество зерен. Удельный вес легкой фракции $\gamma=2,70$ взят по данным Л. Б. Рухина (1947).

Из приведенного расчета 19-фракционного анализа видно, что процесс вычисления (с проверками) требует не менее 3 рабочих дней. В случае 53-фракционных анализов затраты рабочего времени практически удвоятся. Электронной вычислительной машине типа БЭСМ-3М для всех указанных расчетов требуется примерно 5—10 сек. Стоимость расчета вместе с перфорацией одного анализа в среднем составляет 15 коп., что примерно в 60 раз дешевле ручного — полуавтоматического счета.

Сделаем некоторые пояснения, как пользоваться предлагаемой программой.

После трансляции программы, согласно оператору № 4, производится последовательный ввод постоянных величин, v, d, h . v — должно соответствовать общему количеству анализов в данном варианте числового массива; d — средние размеры 19 фракций, выраженные в долях миллиметра: 0,045; 0,0565; 0,0715; 0,09; 0,1125; 0,1425; 0,180; 0,225; 0,2825; 0,3575; 0,450; 0,565; 0,715; 0,900; 1,125; 1,425; 1,800; 2,250 и 2,800; h — средние размеры фракций, выраженные соответственно в Φ — в шкале: +4,475; +4,113; +3,806; +3,474; +3,152; +2,811; +2,474; +2,152; +1,823; +1,484; +1,152; +0,824; +0,484; +0,1521; —0,170; —0,511; —0,8481; —1,170; —1,486. Шаг шкалы составляет примерно 0,331. Следует указать, что могут быть также использованы как γ — шкала ($\gamma = -10 \log d$), так и десятичные или натуральные логарифмы соответствующих средних размеров фракций. Затем, согласно оператору № 6, производится последовательный ввод числового массива, т. е. весовых данных каждого механического анализа. Запись и перфорация весовых значений каждого анализа производится строго последовательно, начиная с фракции 0,05—0,04 мм и кончая фракцией $> 2,5$ мм. В случае отсутствия в анализах каких-нибудь крупных фракций вместо них необходимо пробить нули. Каждый 19-фракционный анализ помещается на две перфокарты. На одной

Вычислительная таблица

Фракции			$\Delta g = \frac{27\pi d^3}{6}$	$M = -\lg_2 d$	M^2	M^3	M^4	Вес фракции, g	$N = \frac{g}{\Sigma g} \cdot 100$	$q = \frac{g}{\Delta g}$	$N' = \frac{q}{\Sigma q} \cdot 100$	MN	По весу				По количеству зерен			
№	Размеры, мм												M^2N	M^3N	M^4N	MN'	M^2N'	M^3N'	M^4N'	
	конечные	средние, d																		A_1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
19	2,5	2,8	$31 \cdot 10^{-3}$	-1,49	2,22	-3,31	4,93	0,84	1,00	30	0,00	-1,49	2,22	-3,31	4,93	0,00	0,00	0,00	0,00	
18	2,0	2,25	$16 \cdot 10^{-3}$	-1,17	1,37	-1,60	1,88	0,48	0,57	30	0,00	-0,67	0,78	-0,91	1,07	0,00	0,00	0,00	0,00	
17	1,6	1,8	$84 \cdot 10^{-4}$	-0,85	0,72	-0,61	0,52	1,06	1,26	130	0,00	-1,07	0,91	-0,77	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	
16	1,25	1,425	$4 \cdot 10^{-3}$	-0,51	0,26	-0,13	0,07	2,04	2,42	510	0,00	-1,23	0,63	-0,32	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	
15	1,00	1,125	$2 \cdot 10^{-3}$	-0,17	0,03	0,00	0,00	3,54	4,19	1770	0,02	-0,71	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
14	0,8	0,9	$103 \cdot 10^{-5}$	0,15	0,02	0,00	0,00	4,00	4,75	4000	0,04	0,71	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
13	0,63	0,715	$51 \cdot 10^{-5}$	0,48	0,23	0,11	0,05	3,94	4,68	7730	0,07	2,25	1,08	0,51	0,23	0,03	0,02	0,01	0,00	
12	0,5	0,565	$28 \cdot 10^{-5}$	0,82	0,67	0,55	0,45	3,40	4,04	12100	0,10	3,31	2,71	2,22	1,82	0,08	0,07	0,06	0,04	
11	0,4	0,45	$13 \cdot 10^{-5}$	1,15	1,32	1,52	1,47	3,70	4,39	28500	0,25	5,05	5,80	6,67	7,64	0,29	0,33	0,38	0,43	
10	0,315	0,357	$63 \cdot 10^{-6}$	1,48	2,19	3,24	4,80	7,50	8,90	$119 \cdot 10^3$	1,04	13,17	19,49	28,84	42,72	1,54	2,28	3,37	4,99	
9	0,25	0,282	$32 \cdot 10^{-6}$	1,83	3,35	6,13	11,22	25,12	29,82	$785 \cdot 10^3$	6,83	54,57	99,90	182,80	334,58	12,50	22,88	41,87	76,63	
8	0,2	0,225	$15 \cdot 10^{-6}$	2,15	4,62	9,93	21,34	16,30	19,35	$1087 \cdot 10^3$	9,46	41,60	89,40	192,15	412,93	20,34	43,70	93,94	201,88	
7	0,16	0,18	$78 \cdot 10^{-7}$	2,47	6,10	15,07	37,21	6,55	7,77	$840 \cdot 10^3$	7,31	19,19	47,40	117,09	289,12	18,05	44,59	110,16	272,00	
6	0,125	0,142	$42 \cdot 10^{-7}$	2,81	7,90	22,20	62,41	1,95	2,32	$464 \cdot 10^3$	4,04	6,52	18,33	51,50	144,79	11,35	31,91	89,69	252,13	
5	0,10	0,112	$21 \cdot 10^{-7}$	3,16	9,98	31,54	99,60	1,35	1,60	$643 \cdot 10^3$	5,59	5,06	15,97	50,46	159,36	17,66	55,79	176,30	556,76	
4	0,08	0,09	$98 \cdot 10^{-8}$	3,47	12,04	41,78	145,00	0,95	1,13	$97 \cdot 10^4$	8,44	3,92	13,60	47,21	163,85	29,28	101,62	352,62	1223,80	

3		0,071	$42 \cdot 10^{-8}$	3,81	14,52	55,32	210,83	0,66	0,78	$157 \cdot 10^4$	13,66	2,97	11,33	43,15	164,45	52,04	198,34	755,67	2879,94
2	0,063	0,056	$28 \cdot 10^{-8}$	4,16	17,30	71,97	299,30	0,42	0,50	$150 \cdot 10^4$	13,05	2,08	8,65	35,99	149,65	54,29	225,76	939,21	3905,86
1	0,05	0,045	$13 \cdot 10^{-8}$	4,47	19,98	89,31	399,20	0,45	0,53	$346 \cdot 10^4$	30,10	2,37	10,59	47,33	211,52	134,55	601,40	2688,23	12015,92
	0,04						Σ	84,25	100%	11 492 800	100%								
											$\Sigma +$	162,77	349,02	805,92	2089,54	352,01	1328,69	5251,51	21390,38
											$\Sigma -$	5,17	—	5,31	—	—	—	—	—
											$\Sigma \text{ об.}$	157,60	349,02	800,61	2090	352,01	1328,69	5251,61	21390,38
											$1/100 \Sigma \text{ об.}$	1,58	3,49	8,01	20,9	3,52	13,29	52,31	213,90
											$(\bar{x})^2$	2,49				12,39			
											$(\bar{x})^3$	3,93				43,61			
											$(\bar{x})^4$	6,20				153,51			
											$2(\bar{x})^3$	7,86				87,22			
											$3(\bar{x})^4$	18,60				460,53			
											$3A_2 \cdot (\bar{x})$		16,53				140,32		
											$6A_2 \cdot (\bar{x})^2$		52,32				987,96		
											$4A_8 \cdot (\bar{x})$			50,60				739,32	

Расчет по весу фракций

$$\sigma^2 = A_2 - (\bar{x})^2; s = \sqrt{3,49 - 2,49} = \sqrt{1} = 1;$$

$$s^3 = 1; s^4 = 1; \bar{x} = 1,58;$$

$$\alpha = \frac{1}{1^2} (8,01 - 16,53 + 7,86) = -0,66$$

$$\tau = \left[\frac{1}{1^4} (20,89 - 50,60 + 52,32 - 18,60) \right] - 3 = 1,01$$

По пересчету на количество зерен

$$\sigma_q^2 = A'_2 - (\bar{x}_q)^2; s = \sqrt{13,29 - 12,39} = \sqrt{0,9} = 0,95;$$

$$\sigma_q^3 = 0,85; \sigma_q^4 = 0,81; q\bar{x} = 3,52;$$

$$\alpha = \frac{1}{0,85} (52,31 - 140,34 + 87,22) = -0,72;$$

$$\tau = \left[\frac{1}{0,81} (213,90 - 739,32 + 987,96 - 460,53) \right] - 3 = -0,52$$

12 весовых данных, а на другой 7. При 33-размерных фракциях таких перфокарт будет уже три: две по 12 и одна с 9 весовыми данными. Целесообразно данные одного анализа отделять от другого фиктивными контрольными суммами. Если имеется необходимость произвести расчет без какой-нибудь из мелких фракций, например без фракции 0,05—0,04 мм и т. д., необходимо вместо весовых значений этих фракций пробить нули. В результате расчета по данной программе получаются: процентные содержания всех фракций и первые четыре момента данного ЭПР как по весу, так и в пересчете на количество зерен, которые машина выдает на печать.

Предлагаемая программа может быть легко переведена на любое количество размерных фракций, связанных между собой определенным показателем геометрической прогрессии. Для этого в операторах № 3, 8 и 12 цифру 19 следует заменить на соответствующую числу новых фракций (например, 33, в случае 33-фракционных анализов).

В США и других зарубежных странах расчеты на ЭВМ гранулометрических параметров производятся по весу с помощью интегрального метода (Creager, McMonus and Collias, 1962; Kane, Hubert, 1963 и др.). В этих работах излагается только принцип, коммерческие предложения и стоимость расчетов, которая в общем соответствует нашей себестоимости.

В заключение укажем, что первый статистический момент — это средний размер зерен, рассчитанный соответственно по весу и по данным пересчета. Переход из единиц Φ — шкалы в миллиметры и обратно производится с помощью графика-палетки, построенной по соотношению $\Phi = -\lg_{10} d / \lg_{10} 2$.

Второй момент — стандарт является показателем степени отсортированности осадков. Чем больше величина стандарта, тем хуже отсортированность данного осадка. Третий момент — асимметрия ЭПР. Коэффициент асимметрии может быть как положительным, так и отрицательным ($\alpha > 0$; $\alpha = 0$; $\alpha < 0$). Абсолютные величины оценивают количественную сторону коэффициента. Если средний размер модельной фракции больше среднего размера ($M_0 > M_a$), то $\alpha > 0$. При $M_a > M_0$ — $\alpha < 0$. С другой стороны, если $\alpha > 0$, то более грубозернистые фракции отсортированы лучше, чем мелкозернистые; если $\alpha < 0$, то отмечается обратное соотношение. Если $\alpha = 0$, то ЭПР является симметричным относительно ординаты (M_a).

Известно, что четвертый момент нормального распределения $\rho_4 = 3$. В связи с этим величина эксцесса ЭПР (τ) $= \rho_4 - 3$. ρ_4 может изменяться в следующих пределах: $1 \leq \rho_4 < +\infty$, тогда $\tau < 0$ и $\tau > 0$, причем минимальный отрицательный предел $\tau = -2$. Если ЭПР приближается к логнормальному распределению, то $\tau \rightarrow 0$. ЭПР с положительными значениями ($\tau > 0$) являются более крутовершинными, тогда как с отрицательными ($\tau < 0$), наоборот, — пологовершинными. Величина абсолютных значений коэффициента характеризует количественную сторону этих явлений.

В том случае, если одновременно выполняются следующие неравенства $|\alpha| \leq 0,470$ и $|\tau| \leq 0,850$ при $N \geq 100$ (Урбах, 1963), то данный ЭПР подчиняется логнормальному закону распределения.

За помощь в работе авторы выражают благодарность В. А. Гроссгейму — руководителю сектора палеогеографии ВНИГРИ, Н. М. Митрофановой — сотруднику Ленинградского отделения Математического института АН СССР (ЛОМИ) и коллективу вычислительного центра Ленинградского государственного университета (ЛГУ).

ПРИЛОЖЕНИЕ

Программа для ЭВМ на Алголе-60

```

1) begin real k, m, s, sl, a, al,
2) a3, a31, a4, a41, x, x1;
3) integer i, e, v;
4) array q, d, h [1 : 19], n, n1 [0 : 19], b[0 : 18];
5) proo42 (v, d, h); e := 0; M : e := e + 1;
6) proo42 (q); k := 3.14; m := 2.70;
7) s : sl := x : x1 := a : a1 := a31 := a4 := a41 := 0;
8) for i : = 1 step 1 until 19 do begin
9) s := s + (q[i] / (k * d[i] * 3 * m)) * 6;
10) sl := sl + g[i] end;
11) for i : = 1 step 1 until 19 do begin
12) n[o] := n1[o] := 0;
13) n[i] := 100 * ((q[i] * 6) / (k * d[i] * 3 * m)) / s;
14) n1[i] := (100 * q[i]) / sl;
15) x : + x + h[i] * n[i];
16) x1 := x1 + h[i] * n1[i];
17) a : = a + h[i] * 2 * n[i];
18) al := al + h[i] * 2 * n1[i];

```

```

19 a3 := a2 + h[i]↑3 × n[i];
20 a31 := a31 + h[i]↑3 × n1[i];
21 a4 := a4 + h[i]↑4 × n[i];
22 a41 := a41 + h[i]↑4 × n1[i] end;
23 x := x/100; x1 := x1/100;
24 b[0] := o; b[1] := x; b[2] := x1;
25 a := a/100; a1 := a1/100;
26 a3 := a3/100; a31 := a31/100;
27 a4 := a4/100; a41 := a41/100;
28 b[3] := sqrt (a - x↑2);
29 b[4] := sqrt (a1 - x1↑2);
30 b[5] := (a3 - 3 × a × x + 2 × x↑3) / b[3]↑3;
31 b[6] := (a31 - 3 × a1 × x1 + 2 × x1↑3) / b[4]↑3;
32 b[7] := (a4 - 4 × a3 × x + 6 × a × x↑2 - 3 × x↑4) / b[3]↑4 - 3;
33 b[8] := (a41 - 4 × a31 × x1 + 6 × a1 × x1↑2 - 3 × x1↑4) / b[4]↑4 - 3;
34 p1041 (e, b, n, n1);
35 if e < v then go to M;
36 stop end

```

ЛИТЕРАТУРА

- Колмогоров А. Н. О логарифмически нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении. Докл. АН СССР. Нов. сер., 1941, т. XXXI, № 2.
- Разумовский Н. К. Логарифмически нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. ЛГУ, 1943, т. XX.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ. Л., 1947.
- Страхов Н. М. Детали реконструкции физико-географической обстановки в древних морских водоемах. Сб. Методы изучения осадочных пород, т. 2, М., Госгеоллиздат, 1957.
- Урбах В. Ю. Математическая статистика для биологов и медиков. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Cadigan R. A. Geologic interpretation of grain-size distribution measurements of Colorado plateau sedimentary rocks. J. Geol., 69, 1961, pp. 121—134.
- Creager J. S., McManus D. and Collias E. E. Electronic data processing in sedimentary size analysis. J. Sediment. Petrol., 1962, v. 3, No. 4.
- Folk R. L. and Ward W. C. Brazos River bar., a study in the significance of grain-size parameters. J. Sediment. Petrol., 1957, v. 27, pp. 3—27.
- Folk R. L. A review of grain-size Parameters. Sedimentology, 1966, v. 6, No. 2.
- Kane W. T. and Hubert J. E. Fortran program for calculation of grain-size Textural parameters on JBM 1620 Computer. Sedimentology, 1963, No. 2.
- Krumbein W. C. Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. J. Sediment. Petrol., 1936, v. 6, pp. 35—47.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Ленинград

Дата поступления
25.IV.1967

ХРОНИКА

УДК 552.51 (47)

**ПЕРВЫЙ СЕМИНАР ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ НА РУССКОЙ
ПЛАТФОРМЕ (тема: «Литология и палеогеография палеозойских отложений»)**

Г. А. КАЛЕДА, А. И. ОСИПОВА, В. С. ЯБЛОКОВ

С 14 по 17 марта 1967 г. в Москве проходил семинар по результатам глубокого бурения на Русской платформе, организованный Комиссией по осадочным породам при Отделении наук о Земле. Открывая семинар, председатель комиссии акад. А. В. Сидоренко подчеркнул большую актуальность работ по изучению и освоению недр Русской платформы, где проживает около 60% населения Советского Союза и существует развитая промышленность. Представление о том, что Русская платформа может дать только ограниченный набор полезных ископаемых, опровергается данными, полученными в последние годы.

Задача настоящего семинара — подведение итогов в познании литологии и палеогеографии палеозоя Русской платформы и обсуждение основных направлений дальнейших работ по изучению палеозойских отложений Русской платформы.

В семинаре приняло участие 250 человек из 30 городов СССР от 52 геологических организаций. Были заслушаны 32 доклада, 60 человек выступили в прениях.

Доклад «Основные результаты глубокого бурения на Русской платформе и задачи дальнейших исследований» был прочитан от коллектива специалистов ВНИГНИ (Г. А. Каледа, И. И. Кожевников, В. А. Клубов, С. П. Максимов, С. К. Нечитайло, П. С. Хохлов) С. П. Максимовым. В докладе были отмечены большие успехи в изучении Русской платформы, достигнутые за последние 20 лет, после постановления правительства от 24 января 1947 г. о бурении опорных скважин для определения направления разведочных работ на нефть и газ, изложены современные представления о ее геологическом строении, показано большое влияние проведенных здесь исследований на развитие многих теоретических представлений литологии, таких как эволюция и периодичность осадконакопления, закономерности солеобразования в древних бассейнах, развитие платформенных рифов, некомпенсированных прогибов, процесса эпигенеза и т. д.

Результаты глубокого бурения существенно изменили представления о закономерности размещения полезных ископаемых на Русской платформе, что привело к изменению экономической географии этой части Советского Союза. Однако, несмотря на большой объем проведенных исследований, глубинное строение Русской платформы изучено крайне неравномерно: при изученности Татарской АССР 73,9 м на 1 км² изученность центральных районов составляет всего 0,28 м на 1 км², т. е. ниже, чем среднее по Сибири в целом (0,51 м²) и уступает лишь Восточной Сибири (0,2 м/км²). Это должно быть ликвидировано в ближайшие годы.

Авторы доклада отметили важнейшие задачи дальнейшего изучения Русской платформы. Особо подчеркивалось, что решение крупных геологических задач затруднено недостаточным отбором керна из глубоких скважин, опорных и особенно параметрических и разведочных. Выход керна в последние годы неуклонно сокращается. Вследствие этого, несмотря на возрастание объема бурения, информации о глубинном строении не увеличилась пропорционально затратам, а по некоторым показателям даже уменьшилась. Низкий отбор керна приводит к ошибкам в прогнозных оценках и подсчете запасов.

Следующие 25 докладов группировались по стратиграфическому принципу: 9 докладов были посвящены додевонским отложениям, 5 — девонским, 7 — каменноугольным и 4 — пермским.

В докладе М. М. Веселовской, З. П. Ивановой, В. В. Кирсанова о трапповом магматизме показано широкое распространение вулканических процессов на ранних этапах развития Русской платформы. Эффузионные породы рифея и венда,

как правило, приурочены к древним отрицательным структурам платформы. В ряде скважин встречены гипабиссальные интрузии, связанные с зонами разломов и узких желобообразных прогибов.

А. С. Махнач, В. Я. Бессонов и Н. В. Веретенников показали, что отложения белорусского комплекса образовались в обширном водном бассейне, где временами шло доломитообразование. Отложению венда предшествовал перерыв. «Тиллитоподобные» осадки нижнего венда многими исследователями рассматривались раньше, как ледниковые образования, но сейчас установлено, что по мере удаления от суши материал становится мельче, а его сортировка улучшается. В течение венда преобладали морские условия осадконакопления и происходила интенсивная вулканическая деятельность (лавы и туфы основного состава). С последними, по-видимому, связаны титановая, никелевая и медная минерализации.

В докладе А. Н. Петровской, Е. П. Воловиковской, А. И. Володченко были освещены результаты литологического исследования древних отложений южной части Московской синеклизы, в которых глинистое вещество не несет следов заметного метаморфизма. Исходя из изучения состава поглощенных оснований глин, авторы утверждают, что соленость верхнедокембрийского и кембрийского бассейнов значительно изменялась. Комплекс проведенных исследований подтверждает возможность генерации нефти в отложениях нижней части чехла Русской платформы.

Б. А. Яковлев, Н. И. Умнова, Е. М. Стрижовская доложили материалы, уточняющие литологическую и палеонтологическую характеристику доживетских отложений северо-западной части Русской платформы.

В докладе М. И. Островского, Т. Д. Ивановой и И. Ф. Ивашковского было показано широкое распространение ордовичских отложений в центральных частях платформы, изучение которых позволило установить существование здесь открытого морского бассейна, соединявшего с ордовичским морем Балтийские синеклизы.

Развитию и условиям осадконакопления ордовичского бассейна Прибалтики был посвящен доклад Р. М. Маннля, Л. Я. Пылма и Р. Е. Эйнасто. После обработки материалов глубокого бурения изменилось представление об однообразии отложений ордовичского бассейна: в них выделяются различные фациальные зоны (известковые осадки, иногда биогермы, известково-глинистые осадки с бедным бентосом и глинистые граптолитовые фации). Серия фациальных карт, отвечающих коротким интервалам геологического времени, позволяет с большой полнотой восстановить историю развития бассейна.

Более поздние этапы геологической истории Прибалтики были освещены Р. Ж. Ульст. В силурийском периоде на территории Прибалтики существовал крупный залив, сообщение которого с морем Западной Европы было затруднено поднятием, находившегося в районе о. Гогланд. Трансгрессия достигла максимума в позднем ландовери, когда почти всюду отлагались карбонатно-глинистые осадки, обогащенные органическим веществом. С регрессией (конец венлока-лудлоу) связано доломитообразование и местами садка гипса.

Значительный интерес вызвали выступления Е. М. Людкевича и Л. Ф. Солонцова в прениях по заслушанным докладам. Первый остановился на некоторых вопросах корреляции докембрийских отложений, которым недостаточно уделяется внимание при палеогеографических построениях. Второй показал связь докембрийского осадконакопления с тектоникой платформы.

В информационном сообщении нельзя осветить огромный материал, сконцентрированный в докладах по литологии девона, карбона и перми. Рассмотрение их начиналось обзорными докладами сотрудников ВНИГНИ по отложениям соответствующих систем центральных и восточных районов Русской платформы.

Были заслушаны следующие доклады:

По девонским отложениям: 1) И. Г. Гасановой, С. М. Ароповой, О. А. Лощман, Л. И. Соколовой («Литология и палеогеография девона центральных и восточных районов Русской платформы»); 2) Н. А. Михайловой («Палеогеография терригенной толщи девона северо-восточных районов Русской платформы»); 3) Д. Н. Утехина («Литология и палеогеография Воронежской антеклизы и ее склонов»); 4) Р. М. Пистрак, Е. И. Пашкевич («Девонские отложения Днепровско-Донецкой впадины»); 5) А. С. Махнач, В. П. Корзун, В. П. Курочка, И. И. Урьева, Т. А. Шевченко, Ю. И. Лупинович («Основные результаты литологических и геохимических исследований девонских отложений Белоруссии»).

По каменноугольным отложениям: 1) А. А. Рыжовой, Э. Д. Котельниковой («Литология и палеогеография карбона центральных и восточных районов Русской платформы»); 2) А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской, Е. В. Фоминой («Новые данные о палеогеографии визе-намюра Московской синеклизы»); 3) Л. М. Палер, Л. Ф. Ажигиревич, Н. В. Савченко, З. В. Жицкой, З. М. Невмержикой («Основные данные по литологии и геохимии каменноугольных отложений Припятской впадины в связи с их угленосностью»); 4) Н. П. Хожанова («Литология и палеогеография карбона КМА»); 5) Г. М. Ярикова («Особенности строения каменноугольных отложений склонов Воронежской антеклизы и бортового уступа Прикаспийской впадины»); 6) И. Б. Паланта («Литолого-фациальные особенности

каменноугольных отложений северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины Оренбургской области»); 7) Г. В. Деметьевой («Новые данные о литологии и фациях карбона и девона юго-восточной части Русской платформы»).

По пермским отложениям: 1) В. А. Горшков, Г. А. Горштейн, Э. Д. Добрида, Т. В. Макаровой («Литология и палеогеография перми центральных и восточных районов Русской платформы»); 2) А. М. Кутергина, Б. П. Белых, М. И. Денисова («Палеогеография, фации и меденосность уфимских и казанских отложений Среднего Приуралья»); 3) И. В. Галицкого, Г. Д. Киреевой, Р. М. Пистрак, Е. И. Пашкевич, К. С. Супрунук, Н. Т. Пашовой («Пермские отложения Днепровско-Донецкой впадины»); 4) И. В. Галицкого («Цикличность галогенных отложений краматорской свиты нижней перми Днепровско-Донецкой впадины»).

Докладчики показали серии новых очень интересных карт, многие из которых входят в Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, сейчас печатающийся. Глубокое бурение дало особенно много нового для познания девонских отложений, представленных очень разнообразными фациальными комплексами. Условия образования многих из них требует углубленного изучения. Таковы, например, девонские отложения Днепровско-Донецкой впадины, где фации доманикового типа ассоциируют с эффузивами и сменяются солями: в одном докладе ставился вопрос о генетической связи эффузивов и солей (Р. М. Пистрак), в другом (А. С. Махна и соавторы) такая возможность не допускалась. Доклад Р. М. Пистрак вызвал особенно оживленную дискуссию.

Применение комплексного литологического и палеоэкологического метода к изучению нижнекаменноугольных отложений Московской синеклизы на основании фациального изучения данных глубокого бурения и естественных разрезов позволило А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской и Е. В. Фоминой выявить зональное распределение донных организмов в визейских и раннеамюрских морях, уловить следы течений и отклонения солёности в краевой зоне. Применение геохимических данных дало возможность уверенно фиксировать начальные стадии аридизации климата. Всем комплексом данных убедительно доказывается, что моря, находившиеся на территории Московской синеклизы, не были вполне открытыми, а отделялись от соседних бассейнов островами и подводными поднятиями.

В качестве примера работ, основанных на литологическом изучении скважин с большим выходом керна, может служить доклад А. М. Кутергина, В. П. Белых и М. И. Денисова об уфимских и казанских отложениях, охарактеризовавших ряд фациальных комплексов с медным оруднением и выделивших тип руд.

В заключение семинара были прослушаны доклады по общим вопросам платформенного седиментогенеза.

С. М. Кореневский кратко рассмотрел закономерности солёнакопления на Русской платформе в девонском, пермском, юрском и неогеновом периодах. Мощности галогенных формаций и полнота циклов галогенеза в значительной мере определялась степенью тектонической подвижности территорий. В краевых частях платформ, наиболее значительно погружавшихся по разломам, нередко солёнакопление осуществлялось неоднократно. Более молодые формации могли накапливаться как за счёт испарения морской воды, так и за счёт частичного размыва и переотложения солей более древних галогенных формаций данного региона. Воды глубинного происхождения, играющие, возможно, заметную роль в балансе солей океана, в непосредственном питании солёнородных бассейнов имели ограниченное значение; с ними могут быть связаны локальные аномалии в литологическом составе галогенных формаций (появление заметных скоплений бора, лития, фтора и др.).

В докладе Д. Ф. Шамова, А. Я. Виссарионовой и М. А. Юнусова дан обзор рифовых образований палеозоя Башкирии, где впервые были выявлены и детально описаны нижнепермские рифовые массивы. Сейчас в Башкирии известны рифы других возрастов: эйфельские, живетские, франские, франско-турнейские, визейские, верхнекаменноугольные и др. В докладе приводится литолого-палеогеографическая характеристика и рассматривается связь рифообразований с тектоникой. Рифы Башкирии располагались в бортовых частях некомпенсированных прогибов. Крупные рифовые тела являются обычно хорошим коллектором и покрываются непроницаемыми породами. Это делает их весьма благоприятными ловушками для формирования промышленных залежей нефти и газа.

Во втором докладе о рифах И. А. Антропов дал характеристику рифогенных образований существовавших на склонах тектонических поднятий в системе Камско-Кинельских прогибов. Их развитие прослеживается от небольших биогермов и биостромов среднего девона до цепей мощных органогенных построек послемеданского времени и более поздних этапов.

В докладе К. Р. Чепикова, Р. М. Грачевского были сделаны попытки выявить особенности осадконакопления некомпенсированных прогибов Волго-Уральской и Печорской нефтеносных провинций, Прикаспийской впадины, Припятского прогиба Днепровско-Донецкой впадины и некоторых зарубежных территорий. Само понятие «некомпенсированный прогиб» трактуется авторами весьма широко. К отложениям некомпенсированного прогиба ими, в частности, отнесены угленосные отложения Донбасса. Авторы считают, что образование некомпенсированных прогибов в большинстве

случаев не связано с тектоникой, а обусловлено только процессами седиментации. Построения К. Р. Чепикова и Р. М. Грачевского подверглись критике. Особенно интересным было выступление Т. Н. Кушнаревой, показавшей ошибочность построений авторов доклада на конкретном фактическом материале по одному из рассмотренных ими районов (Камско-Печорскому).

В докладе З. Г. Ушаковой были охарактеризованы магматические проявления верхнепротерозойского (рифей-вендского) и девонского этапов, отмечены также слабые проявления мезозойского вулканизма на Русской платформе. Брекчин диабазов в солянокупольных структурах Днепровско-Донецкой впадины и изолированные тела брекчий типа трубок взрыва, обнаруженные на территории Русской платформы, рассматриваются как магматические образования не установленного возраста. Проявления магматизма приурочены к тектонической перестройке кристаллического фундамента платформы, сопровождавшейся образованием разломов. Размещение магматических пород контролировалось распределением крупных структур первого порядка, к которым в девоне прибавились наложенные синеклизы. Интенсивность магматизма ослабевала от рифея к мезозою. Это обстоятельство является главным отличием Русской платформы от Сибирской, где максимум магматизма падает на мезозой.

С. В. Тихомиров, используя данные глубокого опорного и разведочного бурения, дал сравнительный анализ девонского, карбонового и пермского этапов осадконакопления на Русской платформе. Закономерности периодичности осадочного процесса должны быть положены в основу установления границ между стратиграфическими подразделениями, их группировки в подразделение более крупного порядка, а также явиться базой для прогноза при поисках полезных ископаемых.

В прениях обсуждались задачи будущих исследований, в частности типы карт, которые должны быть основой для дальнейшего литологического изучения и анализа размещения полезных ископаемых. Было признано необходимым усилить работу по изучению рифогенных фаций, как особо благоприятных для нефтегазонакопления, а также продолжить исследования по изучению осадконакопления в некомпенсированных прогибах. Рекомендовалось провести работы по сравнительному изучению кор выветривания и специальное исследование методического порядка по выявлению и характеристике многочисленных перерывов в осадконакоплении. Обсуждался вопрос об обязательном комплексе региональных геолого-геофизических исследований и необходимости разработки положения о проведении их при бурении скважин разного типа. Отмечалась необходимость организации семинара по теме «Вулканогенно-осадочный процесс на платформах».

В решении семинара, принятом всеми его участниками и разосланном в заинтересованные организации, отмечены основные направления работ по литологии на ближайшие годы и обращено особое внимание на необходимость немедленного и решительного улучшения выхода керна при глубоком бурении и камеральной обработки материалов.

Участниками совещания высказывались пожелания о регулярном проведении семинаров по отдельным вопросам литологии и палеогеографии и перспектив поисков различных полезных ископаемых на Русской платформе.

Комиссия по осадочным породам
при ОНЗ АН СССР.
Москва

Дата поступления
18.XII.1967

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
Н. В. ЛОГВИНЕНКО, А. Б. РОНОВ, П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА,
В. Н. ХОЛОДОВ (ответственный секретарь), В. С. ЯБЛОКОВ

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
N. V. LOGVINENKO, A. B. RONOY, P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA,
V. N. KHOLODOV (Secretary), V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИИ АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 1/II-1968 г. Т-06121. Подписано к печати 29/III-1968 г. Тираж 1300 экз.
Зак. 5036. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 4³/₄. Усл. печ. л. 13,3+1 вкл. Уч.-изд. листов 14,7.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

10. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора без инициалов и год издания, например (Федоров, 1949) или А. И. Федоров (1949).

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

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

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

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

15. К статьям должны быть приложены краткие рефераты (3/4 страницы), отпечатанные на машинке в 3-х экземплярах. Рефераты должны быть составлены в соответствии с требованиями ВИНТИ и «Инструкцией по составлению рефератов».

16. К статьям должен быть приложен акт экспертизы, составленный по соответствующей форме.

17. В случае отсутствия необходимой документации или нарушения прочих правил представления статей в редакцию (несоответствие картографического материала топографической основе, некомплектное представление иллюстраций и самих статей), статьи будут отсылаться автору без рассмотрения по существу.

18. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвешивать их правке.

19. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами. По выходе работы в свет автор получает 25 оттисков своей работы.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „НАУКА“
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Бобров Е. Т. БОКСИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.

В настоящей работе, на основании литолого-минералогических исследований бокситов, бокситоносных отложений и кор выветривания, развитых на Енисейском кряже и Сибирской платформы, делается вывод, что бокситы являются механически переотложенными продуктами латеритных кор выветривания.

Книга рассчитана на геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

Объем 7 л. 50 к. (ориентировочно).

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ. (Кора выветривания. Вып. 10).

В сборник включены статьи, содержащие описание древних кор выветривания, пользующихся распространением в различных областях Советского Союза, и относящихся по времени образования к различным возрастным интервалам. Подробно описывается вещественный состав и геохимия кор выветривания, развитых на ультраосновных породах Урала. Значительное место уделено описанию экспериментальных работ, а также методов прогноза и изучения древних кор выветривания и гипергенных полезных ископаемых, связанных с ними. Сборник включает обширную библиографию литературы по коре выветривания, вышедшей в 1965 г. на русском и иностранных языках.

Книга рассчитана на геологов, петрографов, минералогов и геохимиков.

Объем 25 л. 1 р. 95 к. (ориентировочно).

Заказы на книги направляйте по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Заказы на книги издательства «Наука» принимаются также местными магазинами книготоргов.

Предварительный заказ помогает правильно определить тираж на книги и гарантирует получение нужной Вам литературы.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»