

# *Литология* **и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

**1967**

---

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**



# ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ  
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД  
МОСКВА

№ 1, 1967 г.  
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                                 |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| А. С. Калугин. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей                                                                                                       | 3  |
| И. В. Дербигов. Некоторые данные к проблеме геосинклинальных бокситов в вулканогенных толщах палеозоя Урало-Саянской области                                                                    | 23 |
| Н. А. Плаксенко, И. К. Коваль. Распределение элементов-примесей на фациальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации Курской магнитной аномалии                                         | 34 |
| Н. А. Плаксенко, И. К. Коваль, И. Н. Щеголев, Б. И. Селиванов. О необратимом изменении геохимических особенностей пород железисто-кремнисто-сланцевой формации Курской магнитной аномалии (КМА) | 52 |
| Ю. И. Гончаров. Стронций в галогенной толще донецкой перми                                                                                                                                      | 60 |
| Д. П. Хрущов. О возможности дифференцирования разновозрастных соляных толщ                                                                                                                      | 75 |
| М. А. Жарков, Т. М. Жаркова, А. С. Колосов, Ю. К. Советов. Новые данные о проявлениях калиеносности в кембрийских отложениях иркутского амфитеатра                                              | 86 |
| Е. И. Сахарова, Н. В. Лебедева. О факторах, определяющих состав аллювия р. Мзымты                                                                                                               | 97 |

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

|                                                                                                                                          |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| В. И. Бгатов, Р. Г. Матухин. Флюорит в ордовикских и силурийских отложениях Сибирской платформы                                          | 111 |
| А. И. Алимов. Корреляция балахонской серии Кемеровского и Прокопьевско-Киселевского районов Кузбасса по петрографии песчаников           | 115 |
| Л. Я. Ходюш. Диагенетическая слоистость в докембрийских железистых кварцитах                                                             | 119 |
| В. К. Головенко. Высокоглиноземистые конкреции в метаморфических толщах докембрия                                                        | 122 |
| Б. П. Епифанов, А. В. Козлечкова. Кремнистые образования в железорудном горизонте Тульской области (Подмосковный бассейн)                | 129 |
| Л. И. Кульчицкий. К изучению кристаллохимии поверхности минералов палыгорскита и сепиолита                                               | 135 |
| И. М. Беспалов, Л. И. Федоровская, М. Е. Кошман. К вопросу о конгломератах картамышской свиты Донбасса                                   | 141 |
| А. Н. Цибизов. Баланс элементов и изменение их подвижности в древней коре выветривания докембрийских филлитов Курской магнитной аномалии | 146 |

## МЕТОДИКА

|                                                                                                     |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Ю. А. Полканов. Об учете крупности зерен при диагностике минералов прибрежных титаноносных россыпей | 150 |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

|                                                                                                                          |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| В. З. Блисковский, Н. А. Красильникова. Вопросы фосфоритоносности докембрия в зарубежной литературе                      | 152 |
| В. П. Петров. О путях и последовательности формирования минералов тонких фракций за счет пеплового вулканического стекла | 156 |
| А. Л. Юревич, А. Л. Соколова. К вопросу о формировании минералов тонких фракций пепловых туфов                           | 159 |
| А. А. Шарков. О литологических особенностях майкопских отложений Южного Мангышлака                                       | 161 |

# LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1967  
JANUARY—FEBRUARY

## CONTENTS

|                                                                                                                                                                                                          |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| A. S. Kalugin. On the role of volcanicity and reefs in bauxite formation of geosynclinal areas                                                                                                           | 3  |
| I. V. Derbikov. Certain data to the problem of geosynclinal bauxites in Paleozoic volcanic rock masses of Ural-Sayany area                                                                               | 23 |
| N. A. Plaksenko, I. K. Koval. Distribution of admixture elements along the facies profile of ferruginous-siliceous-slate formation of Kursk Magnetic Anomaly                                             | 34 |
| N. A. Plaksenko, I. K. Koval, I. N. Scheglov, B. I. Selivanov. On an irreversible alteration of geochemical rock properties in the ferruginous-siliceous-slate formation of Kursk Magnetic Anomaly (KMA) | 52 |
| Yu. I. Goncharov. Strontium in the halogen Permian of the Donetsk Basin                                                                                                                                  | 60 |
| D. P. Khrushchev. On the possibility of differentiation salt rock masses of different age                                                                                                                | 75 |
| M. A. Zharkov, T. M. Zharkova, A. S. Kolosov, Yu. K. Sovetov. New data on the potassium content in Cambrian deposits of Irkutsk amphitheatre                                                             | 86 |
| E. I. Sakharova, N. V. Lebedeva. On facts determining the alluvium composition of Mzymta river                                                                                                           | 97 |

## SHORT NOTES

|                                                                                                                                                    |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| V. I. Bgatov, R. G. Matukhin. Fluorite in Ordovician and Silurian deposits of the Siberian platform                                                | 111 |
| A. I. Alimov. Balakhon series correlation in Kemerovo and Prokopyevsk-Kiselevo regions of Kuznetsk Basin by the petrography of sandstones          | 115 |
| L. Ya. Khodiush. Diagenetic lamination in Precambrian ferruginous quartzites                                                                       | 119 |
| V. K. Golovenok. High-alumina concretions in Precambrian metamorphic rock masses                                                                   | 122 |
| B. P. Epifanov, A. V. Kozlechko. Siliceous bodies in the iron-ore horizon of Tula area (Moscow Basin)                                              | 129 |
| L. I. Kulchitzky. To the study of surface crystallochemistry in palygorskite and sepiolite minerals                                                | 135 |
| I. M. Bepalov, L. I. Fedorovskaya, M. E. Koshman. To the problem of conglomerates in Kartamysh suite of Donetsk Basin                              | 141 |
| A. N. Tzibizov. Balance of elements and change in their mobility in the old crust of weathering of Precambrian phyllites of Kursk Magnetic Anomaly | 146 |

## METHODS OF RESEARCH

|                                                                                              |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Yu. A. Polkanov. Grain size recorded in mineral diagnostics of littoral titaniferous placers | 150 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

## CRITIQUE AND DISCUSSIONS

|                                                                                                                                      |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| V. Z. Bliskovsky, N. A. Krasilnikova. Problems of the presence of phosphorus in Precambrian deposits discussed in foreign literature | 152 |
| V. P. Petrov. On the ways and sequence in the formation of thin fraction minerals at the expense of volcanic ash glass               | 156 |
| A. L. Yurevich, A. L. Sokolova. To the formation problem of thin fraction minerals of ash tuffs                                      | 159 |
| A. A. Sharikov. On the lithological specific features of Maikop deposits in Southern Mangyshlak                                      | 161 |

УДК 553.492.1 (551.351)

## **О РОЛИ ВУЛКАНИЗМА И РИФОВ В ОБРАЗОВАНИИ БОКСИТОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ**

**А. С. КАЛУГИН**

В обзоре закономерностей размещения бокситов «морского геосинклинального типа» Урала, Средиземноморского бассейна и других Ю. К. Горецкий (1960) отмечает, что «все известные месторождения мира имеют в основании карбонатные породы рифогенного происхождения» (стр. 21). Аналогичные сведения приводятся во многих других монографиях и статьях советских геологов (Бушинский, 1964; Князева, 1958; Нагорский, 1960; Страхов, 1963).

Карбонатным породам при этом отводится роль благоприятных по составу и рельефу ловушек и отстойников — впадин, осаждающих растворы или перехватывающих взвеси соединений глинозема, приносимые временными потоками, реками или морскими течениями. Источником глинозема обычно считается кора глубокого химического выветривания на смежных областях суши или нерастворимый остаток самих известняков, реже — бокситы латеритного типа, продукты подводного разложения вулканических пород, золотые пылевые массы, наконец, гидротермы или вадозно-вулканические воды смежных зон синхроничного вулканизма.

Нередко большая разница в возрасте между породами кровли и почвы бокситов (до одного или двух периодов) и залегание бокситов на закарстованной поверхности известняков, по-видимому, обуславливают то, что при анализе связей между бокситами и подстилающими карбонатными породами на первый план выдвигается пространственная приуроченность.

Между тем во многих работах советских геологов указывается также на залегание бокситов в составе мощных и длительно развивающихся рифогенных комплексов или карбонатных формаций (Бушинский, 1964; Горецкий, 1960; Князева, 1958; Нагорский, 1960; Наливкин, 1956; Пейве, 1947; Равикович, 1954; Родченко, 1964; Рухин, 1953; Страхов, 1963 и др.). Этому соответствуют случаи близкого возраста почвы и кровли бокситов — не более века, например, на Урале (Андронов, 1965) и закономерное положение бокситов в ритмично построенном разрезе вмещающих отложений. Между бокситами и перекрывающими слоистыми карбонатными или силикатно-карбонатными, а затем рифогенными массивными отложениями перерыва, как правило, не отмечается. Известно, что за пределами бокситоносных площадей подстилающие и перекрывающие бокситы отложения часто также не имеют признаков перерыва и «сливаются в единую карбонатную формацию» (Бушинский, 1964).

Близость времени образования некоторых месторождений бокситов геосинклинальных областей с подстилающими рифогенными отложениями выясняется из наблюдений за рельефом пород в лежащем боку бокситов. Последний нередко отвечает «поверхности, обусловленной неровностями самого рифа и последующими карстовыми процессами» (Го-



рецкий, 1958, стр. 108). Убедительные сведения о залегании бокситов в девоне Урала на поверхности рифов в последнее время приведены Ю. М. Родченко (1964).

При столь тесной связи с подстилающими и перекрывающими существенно рифогенными отложениями открывается возможность изучения происхождения бокситов на фоне истории развития рифов. Следует отметить, что в данном случае имеются в виду только те значительные по площади и нередко мощные сооружения, которые относятся к барьерным рифам и атоллам, развивающимся в наиболее благоприятных для рифообразования условиях.

Остановимся на краткой характеристике некоторых важнейших особенностей обстановки в областях развития рифов, основываясь преимущественно на лучше изученных современных районах.

Тектонические условия формирования мощных рифогенных комплексов характеризуются, как известно, не только региональными, но и локальными знакопеременными движениями нередко большой скорости и амплитуды (Наливкин В., 1962; Равикович, 1954, 1960; Хаин, 1962). Благодаря этому, а также по ряду других причин в зонах современного массового интенсивного рифообразования сосуществуют рифы на уровне поверхности океана с затопленными или, напротив, поднятыми над его уровнем крупными коралловыми островами (Наливкин Д., 1956, Равикович, 1954; Umbgrove, 1947), как это можно видеть, например, на карте рифов Индонезии (фиг. 1). В частности, к северо-востоку от о. Борнео в Индонезии находится группа крупных рифов, из которых ближайшие к о. Борнео расположены на уровне океана, а наиболее отдаленный риф Маратуа поднят над водой и образует коралловый остров.

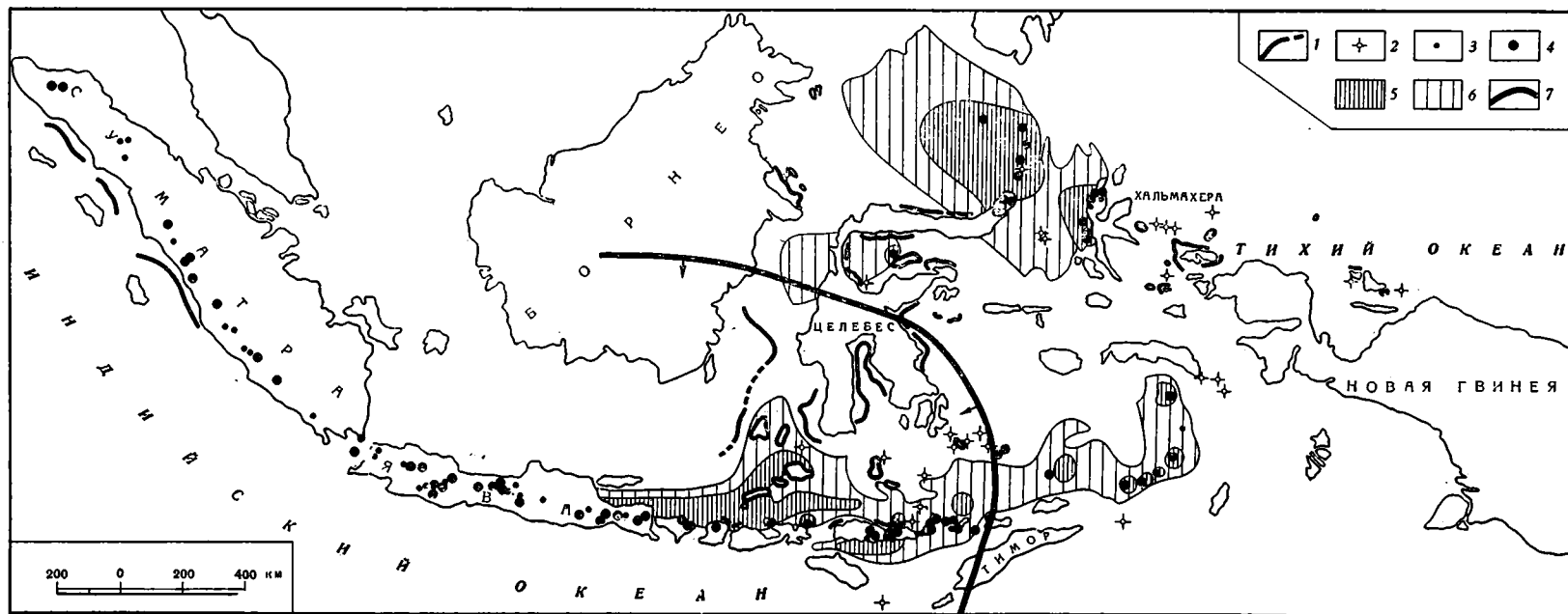
Поверхности рифов часто представляют собой почти плоское, иногда террасированное плато с многочисленными мелкими впадинами, выступами и подземными камерами. Со временем за счет эрозии и денудации поднятых рифов рельеф их поверхности усложняется. Площади таких плато достигают многих сотен и тысяч квадратных километров.

Возраст поверхности поднятых рифовых массивов, существующих рядом с рифами на уровне океана, оказывается самым различным. На поверхности поднятого рифового плато — острова Ниуэ в Тихом океане, в районе, изобилующем современными рифами, обнаружена пресноводная фауна плейстоцена (Schofield, 1959); на других современных океанических островах в зонах продолжающегося рифообразования возраст слагающих поднятые плато рифогенных пород оказывается миоценовым и древнее, например на Ямайке и Гаити (Цанс, 1964; Goldich, Bergquist, 1948). Непосредственно рядом с Ямайкой известны рифы плейстоценового возраста и, наконец, новейшие коралловые постройки (Trechmann, 1952).

Таким образом, рядом с развивающимися рифовыми массивами имеются поднятые рифовые острова, время и длительность поднятия которых могут быть весьма различными.

Второй важной особенностью областей длительного и массового рифообразования является хорошо известная изоляция от поступления терригенного кластического алюмосиликатного материала. Эта изоляция для живущих крупных рифов обеспечивается размещением вдали от побережий континентов и островной суши (фиг. 2), и, кроме того, возвышением над морским дном. Она сохраняется иногда в течение огромного времени. Бурением установлено, что слагающая атолл Эндиветок рифогенная толща мощностью более 1000 м формировалась с эоцена, в течение почти 60 млн. лет, с проявлениями поднятий, но без приноса терригенного материала (Шепард, 1964).

Вынос ила против устья рек не исключает существования здесь рифостроящих организмов, но, несомненно, препятствует образованию мощных рифов, свойственных только фациям открытого моря.



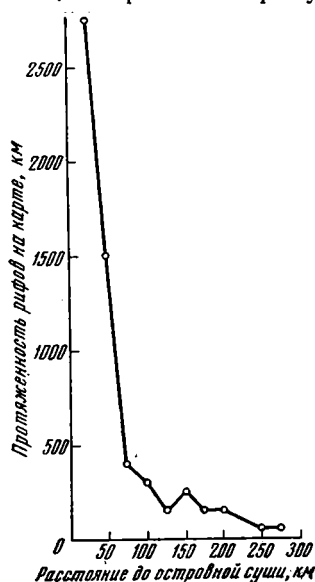
Фиг. 1. Карта вулканов, коралловых рифов, некоторых пеплопадов и размещения вулканического пепла в современных морских осадках Индонезии.

Составлена по картам Беммелена (1957), Neeb (1943), Umbgrove (1947).

1 — барьерные рифы, атоллы, поднятые рифы (е); 2 — мелкие коралловые острова; 3 — вулканы в фужарольной стадии; 4 — вулканы с повышенной активностью или извергавшиеся после 1600 г.; 5 — морские осадки с примесью пепла >30%; 6 — морские осадки с примесью пепла 3—30%; 7 — часть границы пеплопада при извержении Тамборо, 1815 г.

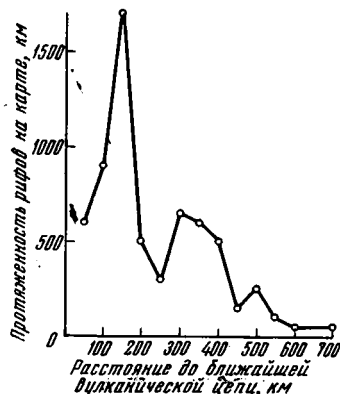
Выполненные нами по карте Умбгрова (Umbgrove, 1947) промеры расстояний от главной массы барьерных рифов и атоллов Индонезии до ближайших побережий Суматры, Явы, Борнео, Целебеса и других островов показывают, что из общей протяженности рифовых цепей 5800 км более 80% расположено на расстоянии от берега 25—75 км, а остальные — до 250—300 км (см. рис. 1 и 2). Высота барьерных рифов относительно дна отделяющей их от суши лагуны достигает десятков и сотен метров. В сторону открытого моря барьерные рифы и атоллы могут возвышаться над его дном на многие сотни метров и километры (Кленова, 1948; Наливкин Д., 1956; Равикович, 1954).

В этих условиях локальные поднятия барьерных рифов и особенно атоллов и превращение их в островную сушу не только не усили-



Фиг. 2. График расстояний от рифов Индонезии до островной суши.

Составлен по карте Umbgrove (1947)



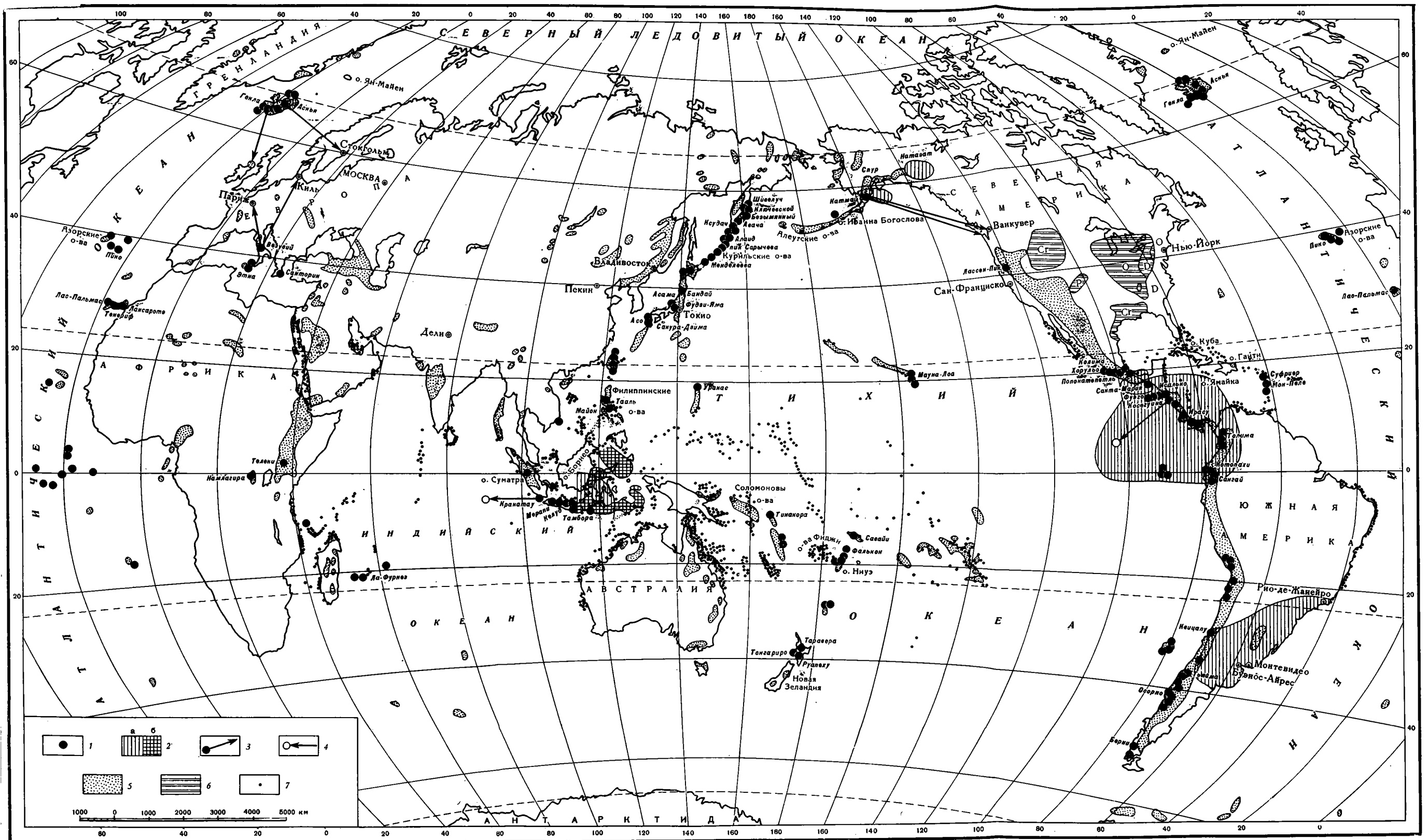
Фиг. 4. График расстояний от рифов до ближайших вулканических цепей.

Составлен по картам вулканов и рифов Индонезии Беммелена (1957) и Umbgrove (1947)

вают, но исключают принос терригенного материала на поверхность рифогенных известняков. Такая изоляция (как на Ямайке) может продолжаться до тех пор, пока денудация не обнажит выступы силикатного фундамента рифогенного массива. Отсюда следует, что наличие даже весьма длительного континентального перерыва в мощном древнем рифогенном массиве отнюдь не означает, что поверхность этого массива в период перерыва должна была оказаться в сфере поступления терригенного материала. Присутствие на поверхности перерыва внутри рифогенного массива осадочных алюмосиликатных пород, а равно и бокситов поэтому также еще не является абсолютным признаком приноса терригенного материала с континента.

Для исследования проблемы источника алюмосиликатных осадочных пород и бокситов среди рифогенных отложений исключительный интерес представляет давно подмеченная особенность геосинклинальных областей, которая в советской литературе нашла отражение в триаде «разлом — вулкан — риф» (Хаин, 1962). Эта известная пространственная общность размещения рифов и вулканов в современных условиях видна на фиг. 1 и 3. Мы хотим обратить особое внимание на то, что при любых расстояниях от рифов до вулканов главные современные рифовые поля отстоят от смежных вулканических зон часто всего в пределах сотен километров.

Промеры по картам Беммелена (1957) и Умбгрова (Umbgrove, 1947) для такого типичного района деятельных вулканов и процветающих ри-



Фиг. 3. Карта площадей кайнозойского вулканизма, главнейших вулканов, коралловых рифов и некоторых современных и древних пеплопадов. Составлена по перечисленным ниже источникам

1 — главнейшие современные вулканы (по БСЭ, т. 9, по Тазиеву, 1961, и другим источникам); 2 — области некоторых современных пеплопадов: а) наземные извержения: Квизапу, Ю. Америка; Санта-Мария, Ц. Америка; Натазат, Спур, Катмаи, Аляска; Аска, Исландия; Куд, Индонезия (Eaton, 1964); Косегуина, Ц. Америка (Неймайр, 1904); Тамборо, Индонезия (Neeb, 1943); в) подводные извержения: Индонезия (Neeb, 1943); 3 — дальние точки распространения некоторых современных пеплопадов: Везувий, Италия; Гекла, Аска, Исландия; Катмаи, Аляска (Тиррель, 1934; Мушкетов, 1924); 4 — места встречи крупных полей плавающей пемзы после извержений Кракатау, Индонезия; Косегуина, Ц. Америка (Мушкетов, 1924; Неймайр, 1904); 5 — области проявления кайнозойского вулканизма (БСЭ, т. 9); 6 — области распространения пепловых бентонитов в отложениях ордовика, девона, перми и мела в США (Eaton, 1964); 7 — современные коралловые рифы (Атлас мира, 1954)

фов, как Индонезия, подтверждают этот вывод, показывая, что из общей протяженности 6430 км цепочек рифовых полей свыше 5700 км, или около 90%, расположено в 50—400 км от ближайших вулканических цепей, преимущественно же в 150 км (см. фиг. 1 и фиг. 4). Следует отметить, что при этом не учитывается большая протяженность окаймляющих рифов, расположенных на еще более близких расстояниях от побережий.

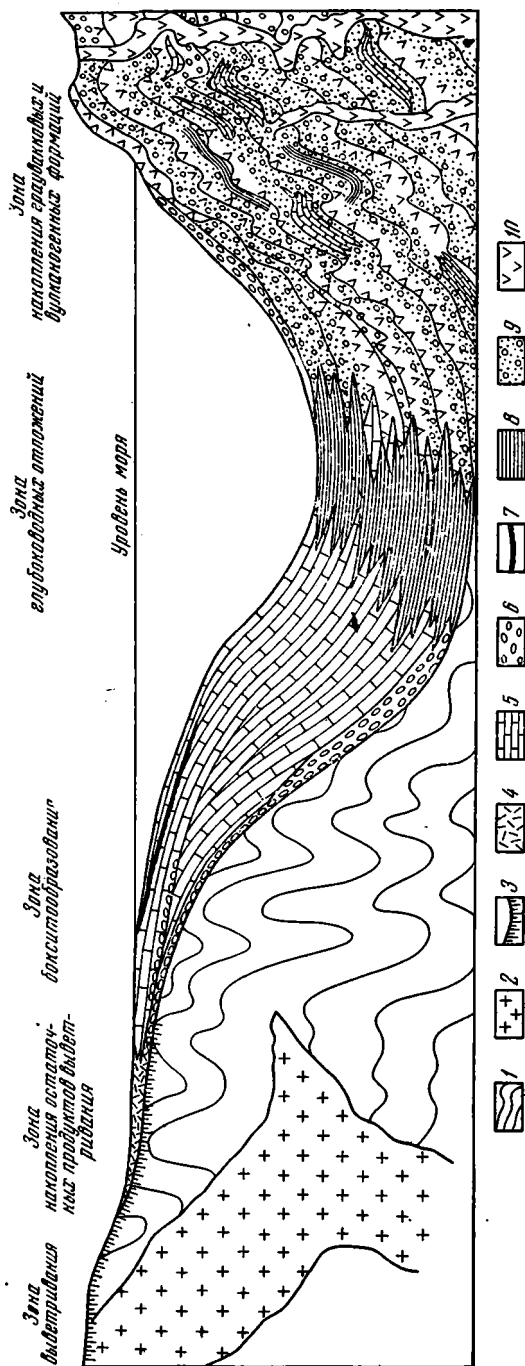
Аналогичное сопряжение с синхроничными вулканическими зонами для древних бокситоносных рифогенных формаций можно видеть на палеогеографических и литолого-фациальных картах и разрезах Урала (Атлас, 1960—1961). Для бокситоносных районов мира в целом оно показано Ю. К. Горецким (фиг. 5). Это сопряжение вызывало представления о вероятной связи происхождения бокситов с вулканизмом (Пейве, 1947; Зеленов, 1960; Родченко, 1964), но чаще всего рассматривалось как отрицательный для бокситообразования фактор, так как с появлением в продуктивном разрезе вулканогенных полимиктовых отложений и тем более эффузивов бокситы исчезают. Возможное влияние вулканизма на сферу бокситообразования в обоих названных случаях, однако, предполагалось в виде поступления продуктов вулканизма только водным путем.

При изучении проблемы ассоциации бокситы — рифы — вулканы следует обратить внимание прежде всего на то, что бокситоносные зоны древнего и современного рифообразования сопряжены с вулканическими цепями островных дуг или материковых океанических окраин, отличающимися известково-щелочным *эксплозивным типом вулканизма*.

От 80 и до 99% твердых продуктов извержений в подобных современных районах **составляют обломочные массы**, выбрасываемые в виде бомб, лапиллей, вулканического песка и пыли (Ритман, 1964). При этом на долю неизбежно и далеко разносимого воздушными течениями пеплового материала, например на Камчатке, приходится более 90% **эксплозивных масс** (Гущенко, 1964). Составляющие 93% всего пирокластического материала пеплы на Камчатке распределяются следующим образом: 43% откладывается на суше вокруг вулканов и 50% — в Охотском море и Тихом океане, т. е. на расстояниях более 80 км от вулканов (Гущенко, 1964). При извержении Кракатау в 1883 г. одна треть выброшенного пирокластического материала осела на расстоянии до 48 км от вулкана, вторая треть — на расстоянии до 3200 км, а остальная часть блуждала в атмосфере в течение нескольких лет (Eaton, 1964). Если бомбы и лапилли выбрасываются при **эксплозиях** на расстояние до десятков километров от вулкана, то вулканический песок и пыль могут переноситься соответственно на сотни и тысячи километров (Влодавец, 1959).

Благодаря такому далекому разнесу пепла даже удаленные от вулканов зоны современного рифообразования — на расстоянии десятков и сотен километров оказываются в сфере не только осязаемых, но и сильных пеплопадов (см. фиг. 1, 3). При извержениях в Индонезии вулканов Тамборо (1815 г.), Гелунгунга (1822 г.), Кракатау (1883 г.), Клуда (1919 г.), Мерапи (XIX—XX вв.), Агунга (1963 г.) и др. отложения пепла, частью перекрывая друг друга, распространялись на огромные территории не только суши, но и прилегающих частей океана, с радиусом в сотни километров (Беммелен, 1957; Мушкетов, 1924; Неймайр, 1904; Тазиев, 1961; Тиррель, 1934; Шукин, 1964; Eaton, 1964; Padang, 1951). При извержении вулкана Косегуина в Никарагуа в 1835 г., пепел отложился на площади около 4 млн. км<sup>2</sup> и перекрыв обширные поля островов и рифов Карибского бассейна, причем на поднятое бокситоносное рифовое плато Ямайки, находящееся более чем в 1200 км от вулкана, пепел падал еще в значительном количестве (см. фиг. 3; Мушкетов, 1924; Неймайр, 1904). Отложения пепла отмечаются на многих рифах Индийского и Тихого океанов — Зондского пролива, Таити, Фиджи и др. (Наливкин Д., 1956; Равикович, 1954; Umbgrove, 1947).

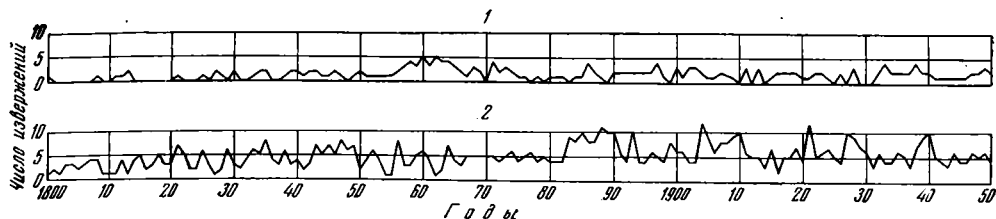




Фиг. 5. Общая схема бокситообразования в геосинклиналях (Горецкий, 1960)

1 — метаморфические формации платформенного фундамента; 2 — интрузивные породы; 3 — кора выветривания; 4 — продукты выветривания; 5 — известняки; 6 — базальные конгломераты; 7 — бокситы; 8 — пелитовые сланцевые породы; 9 — грауваксовые породы; 10 — эффузивы

Плотность размещения вулканов в главнейших районах современного эксплозивного вулканизма островных дуг и океанических окраин по нашим подсчетам составляет приблизительно около 30—50 на 1000 км протяженности вулканических цепей. Благодаря такой плотности пепловые отложения смежных вулканов обычно перекрывают друг друга, образуя относительно сплошные толщи вулканокластического материала как на окружающей суше, так, вероятно, и в прилегающей части океанов. Примером этого, кроме названного выше, могут служить пеплопады Косегуины и Санта-Марии в Центральной Америке (см. фиг. 3).



Фиг. 6. График частоты вулканических извержений в Индонезии (1) и на Филиппинах (2) с 1800 по 1950 г.

Составлен по каталогу Padang (1951—1953 гг.)

Влияние пеплопадов на тот или иной район будет зависеть, разумеется, также от их повторяемости.

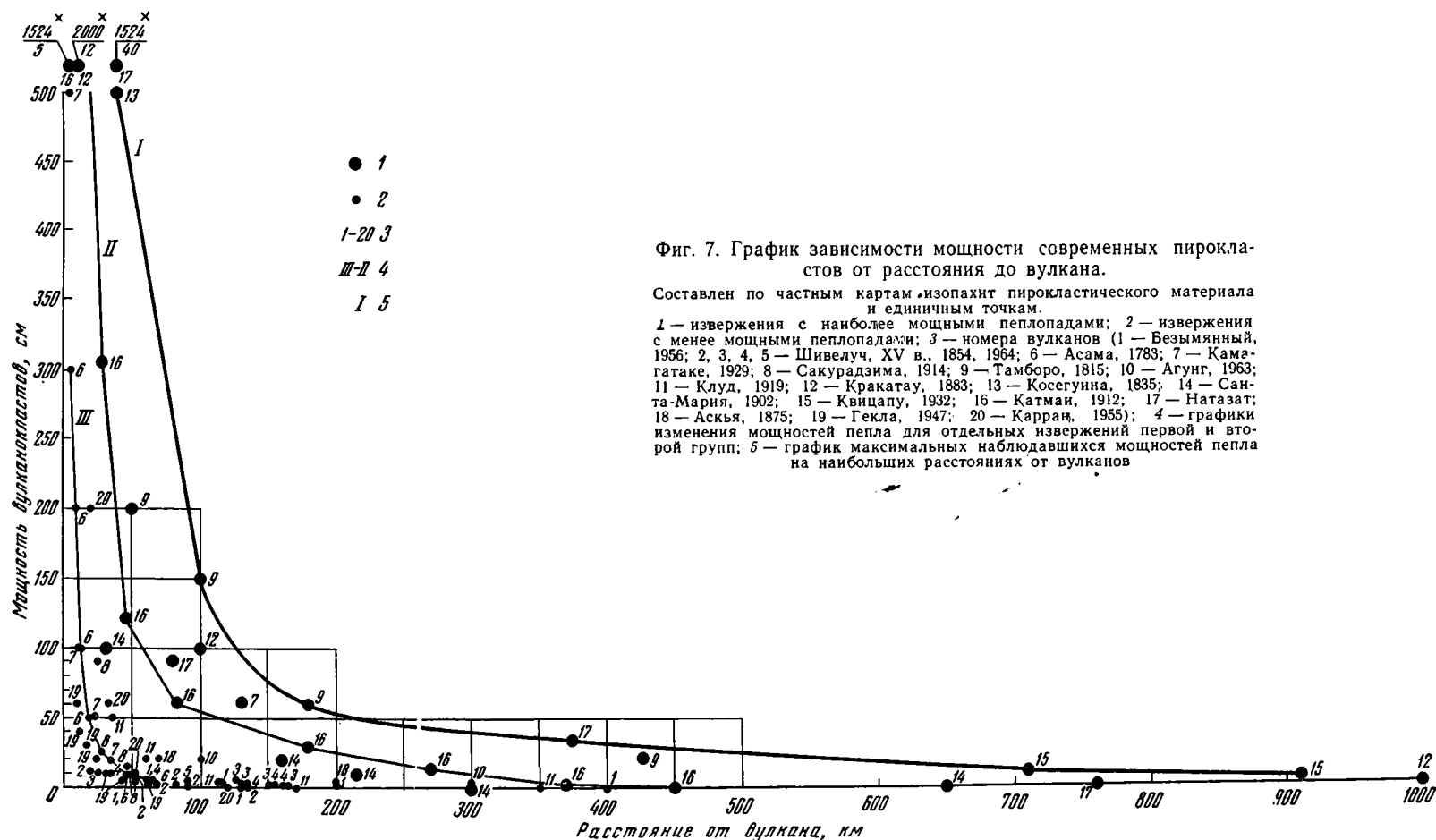
Для выяснения частоты извержений в типичных странах современного существенно эксплозивного вулканизма нами выполнены соответствующие подсчеты по каталогам вулканов Индонезии и Филиппин (Padang, 1951—1953), результаты которых приводятся на фиг. 6. Как видно из графика, извержения в этих странах с 1800 по 1950 г. происходили в среднем в количестве от 3—5 до 12 в год. Крупные эксплозивные извержения совершаются в Индонезии в среднем через 3 года (Беммелен, 1957) и катастрофические — не менее нескольких в столетие. Известны многие крупные эксплозивные извержения в новейшее время и в других странах современного вулканизма — на Камчатке и Курильских островах, в Японии, в Центральной Америке и т. п.

Не будет, по-видимому, преувеличением полагать, что мощные извержения, пеплы которых разносятся на сотни километров, с точки зрения геологического летоисчисления совершаются чрезвычайно часто, в количестве не менее тысяч и десятков тысяч для одного и того же крупного региона за миллион лет, не считая множества более слабых извержений, значение пеплопадов которых пока не поддается учету, но в сумме может оказаться не менее значительным. На большую частоту крупных эксплозивных извержений — до 50 000 на 1 млн лет для земного шара указывается в работе Итона (Eaton, 1964).

Составленная нами сводка для современных вулканов показывает, что наибольшие мощности пепла, отложившегося за одно извержение, на расстоянии от вулкана в десятках километров могут достигать дециметров и метров, в сотнях километров — сантиметров и дециметров и в тысячах километров — миллиметров и сантиметров (фиг. 7). При этом слоем пепла мощностью более сантиметра покрываются площади до сотен тысяч, а мощностью более дециметра — до десятков тысяч квадратных километров, т. е. площади, превышающие по размерам территории главных бокситовых районов в древних геосинклинальных областях мира (фиг. 8). Площади ощутимых пеплопадов, как видно на том же чертеже, нередко достигают миллионов квадратных километров.

Следует учесть, что зоны эксплозивного новейшего и древнего вулканизма и рифообразования с некоторым скольжением в пространстве сосуществуют обычно многие миллионы лет. Примером может служить область Карибского моря — с мела и поныне (Woodring, 1954), Урал — в течение большей части девонского периода, Западная Сибирь — нижний и средний девон (Наливкин Д., 1962).

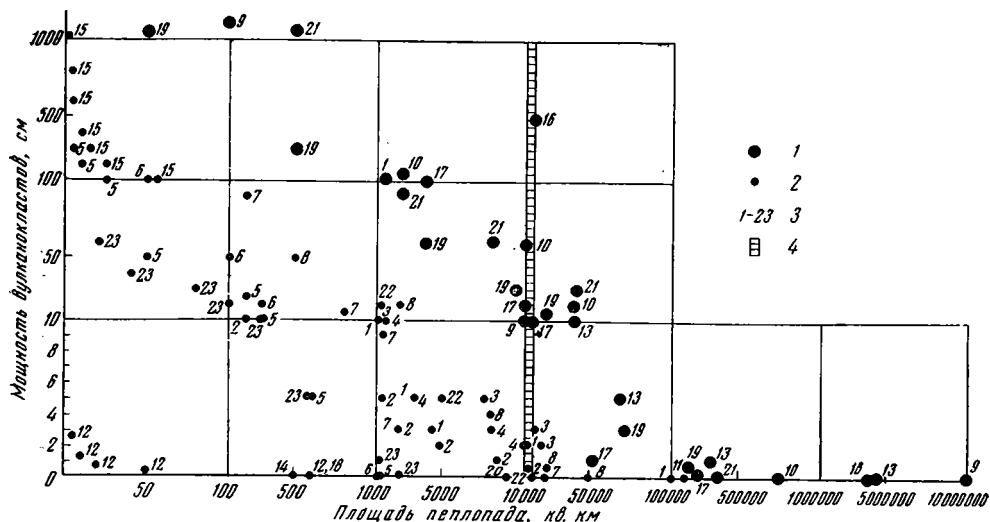
Поэтому в областях рифообразования, хотя и удаленных от вулканов на десятки и сотни километров, в результате повторяющихся пеплопадов могут отложиться соответственно не только десятки сантиметров и многие метры, но при благоприятных условиях десятки и сотни метров вулканокластического материала, особенно в направлении преобладающих ветров. Это заключение подтверждается сведениями о хорошо изученных пепловых горизонтах. В ордовике США насчитывается до 31, в девоне



Фиг. 7. График зависимости мощности современных пирокластов от расстояния до вулкана.

Составлен по частным картам изопакит пирокластического материала и единичным точкам.

1 — извержения с наиболее мощными пеплопадами; 2 — извержения с менее мощными пеплопадами; 3 — номера вулканов (1 — Безымянный, 1956; 2, 3, 4, 5 — Шивелуч, XV в., 1854, 1964; 6 — Асама, 1783; 7 — Каматаке, 1929; 8 — Сакурадзима, 1914; 9 — Тамборо, 1815; 10 — Агунг, 1963; 11 — Куд, 1919; 12 — Кракатау, 1883; 13 — Косегуна, 1835; 14 — Санта-Мария, 1902; 15 — Квицупу, 1932; 16 — Катман, 1912; 17 — Натазат; 18 — Аскья, 1875; 19 — Гекла, 1947; 20 — Каррац, 1955); 4 — графики изменения мощностей пепла для отдельных извержений первой и второй групп; 5 — график максимальных наблюдавшихся мощностей пепла на наибольших расстояниях от вулканов



Фиг. 8. График зависимости между площадью отложения и мощностью современных пирокластов.

Составлен по частным картам изопакт пепла.

1 — извержения с наиболее мощными пеплопадами; 2 — извержения с менее мощными пеплопадами; 3 — номера вулканов (1 — Безымянный, 1956; 2, 3, 4 — Шивелуч, XV в., 5 — Асама, 1783; 6 — Кемататаке, 1929; 7 — Сакурадзима, 1914; 8 — Куд, 1919; 9 — Кракатау, 1883; 10 — Тамборо, 1815; 11 — Уна-Уна, 1898; 12 — Руапеху, 1945; 23 — Квицалу, 1932; 14 — Ирасу; 15 — Парикутич, 1943; 16 — Косегуина, 1835; 17 — Санта-Мария, 1902; 18 — Ньюберри; 19 — Катмаи, 1912; 20 — Спур, 1953; 21 — Натазат; 22 — Аскья, 1875; 23 — Гекла, 1947); 4 — приблизительная площадь некоторых бокситоносных районов в геосинклинальных (Урал, Салаир, Средиземноморские районы) областях

более 2, в перми — 5 и в меловых отложениях — до 25 пластов пепловых бентонитов, мощностью от сантиметров до метров, распространенных на площади в десятки, сотни тысяч и до 1,2 млн км<sup>2</sup> (см. фиг. 3; Eaton, 1964). Сведения о большом числе горизонтов пепловых бентонитов в различных по возрасту отложениях на территории СССР приводятся в работе Г. С. Дзюценидзе (1965). В неогеновых отложениях Приморья установлена суммарная мощность пирокластического материала на расстоянии от центра извержения до 300 км — в пределах 60 м и более, до 750 км — 8—10 м, на расстоянии до 1950 км — около 3—5 м (Малеев, 1957). Можно предположить, что наблюдающиеся горизонты представляют собой только уцелевшую от денудации часть отлагавшихся пеплов и, следовательно, действительное число пеплопадов в тех же районах, как и суммарные мощности отложенных пеплов, были больше.

Судьба отлагающихся в зонах рифообразования вулканических пеплов, разумеется, зависит от условий их отложения и захоронения.

На Жемчужном рифе Гавайского архипелага «вулканический пепел смешивается с известковым илом и песком, образуя вулканические туфы и грауваккоподобные породы» (Наливкин Д., 1956, стр. 447). Совершенно ясно, что на рифах, поверхность которых омывается морем, выпадающий вулканический пепел входит в состав морских осадков без существенных преобразований. К нему здесь может добавиться значительное количество сопутствующей пеплопадам, но приносимой уже водными течениями плавающей пемзы. Пемза местами усеивает берега некоторых коралловых островов Индийского океана (Лисицын, 1961).

Совершенно иная судьба у пеплов, отлагающихся на поднятых над уровнем океана рифах. Жаркий морской климат, обширная и относительно плоская, но изобилующая неровностями поверхность рифовых плато, обилие первичных и развивающихся карстовых дренирующих полостей, карбонатный бескремнистый состав слагающих рифы пород, нередко большая длительность поднятия плато и возможность быстрого развития растительности в совокупности являются идеальными условиями повсе-

местной и полной латеритизации периодически приносимых воздушными течениями благоприятных по составу и размерности пеплов. В подобных условиях только попадающий в глубокие полости рифа вулканокластический материал и труднорастворимые обломочные минералы — титаномagnetит, ильменит, циркон, кварц и прочие — могут уцелеть как свидетели бывших пеплопадов.

На уединенном в тропиках Тихого океана коралловом острове Ниуэ, на плоской террасированной поверхности, имеющей площадь около 1000 км<sup>2</sup> и поднятой над океаном на 60—70 м, почвы содержат (%): глинозема 38,58; кремнезема 0,32; двуокиси титана 1,5; окиси железа 28,54; потерь при прокаливании 26,64. Пепловая природа этих почв доказывается присутствием осколков кварца, титаномagnetита, циркона, однородностью структуры состава и проч. Возраст поднятия острова определяется по находкам на его поверхности пресноводной фауны плейстоцена (Schofield, 1959).

Широко развитые в современных тропиках (например, в Индонезии — на Яве, Суматре, Бали и т. д.) латеритные почвы часто являются несомненным продуктом перерождения пепловых масс. Стремительное развитие растительного покрова, обилие влаги и высокие температуры вызывают в этих районах настолько быстрое «латеритное» истощение почв, что земледельческое население, плотность которого достигает более 1000 человек на 1 км<sup>2</sup>, вынуждено сосредоточиваться около наиболее часто действующих вулканов, так как, по данным почвенных исследований Мора, здесь пока только вулканические пеплопады являются радикальным средством восстановления плодородия почв (Беммелен, 1957). Однако из этого же следует, что необходимое для полной латеритизации соотношение скоростей накопления и глубокого выветривания пепла, очевидно, достигается по мере удаления от действующих вулканов.

На длительно поднятых карбонатных плато продукты латеритизации пепла сносятся в рифовые и разрастающиеся карстовые углубления, сбрасывая вместе с примесью алюмосиликатного остатка от растворения известняков плащеобразные залежи бокситов, с окнами на выступах и раздувами мощностей в депрессиях. Именно так предполагается в одной из гипотез образование новейших бокситов Гаити и Ямайки, залегающих прямо под растительным покровом на всхолмленных плато, сложенных карбонатными рифогенными породами эоцена — миоцена (Goldich, Bergquist, 1948). В дополнение к соображениям Гольдича и Бергквиста о первично пепловой природе бокситов Гаити и Ямайки, основанным на положении этих островов в районе кайнозойской вулканической деятельности, следует добавить, что пеплопады здесь происходили также и в историческое время, как это отмечено выше.

Наблюдающаяся на Ямайке кора латеритного выветривания выступов алюмосиликатного фундамента карбонатного плато, по нашему мнению, не может быть источником глинозема для бокситов плато, как это допускают Цанс (1964) и его последователи (Бернс, 1964; Келли, 1964). Повсеместное распространение как во впадинах, так и на возвышенностях плато, на площади около 5000 км<sup>2</sup>, изобилующей множеством депрессий и долин, а также сходство бокситов с terra rossa по залеганию и однородности противоречат предположениям о переносе исходного глинистого материала временными потоками от выступов силикатного фундамента на расстояние до десятков километров, вплоть до окраин острова.

Возможность происхождения бокситов на известняках и доломитах за счет накопления алюмосиликатного нерастворимого остатка последних отвергается крайне низким содержанием глинозема в исходных породах как для Ямайки (Бернс, 1964; Келли, 1964), так и для других районов мира (Бардоши, 1957).

Наконец, широко распространенная версия образования бокситов рассматриваемого типа за счет размыва кор выветривания постепенно

вообще утрачивает свою основу. Разве не остается до сих пор неясным, каким образом из пестрой по минеральному составу и в общем с низким содержанием глинозема массы пород коры выветривания отделяется высокоглиноземистое вещество? Как объяснить, что в геологических разрезах наблюдается прямой переход от бокситов в сторону предполагаемого источника глинозема к полимиктовым обломочным породам (Гладковский, 1964; Нагорский, 1960)? Решительно против возможности образования осадочных бокситов за счет размыва коры выветривания в целом говорит то, что при спуске с возвышенностей в долины, следовательно, к зонам переноса и отложения осадков, роль кремнезема даже в латеритных бокситах резко возрастает, как это показано Б. М. Михайловым (1965) на примере месторождений Либерийского щита.

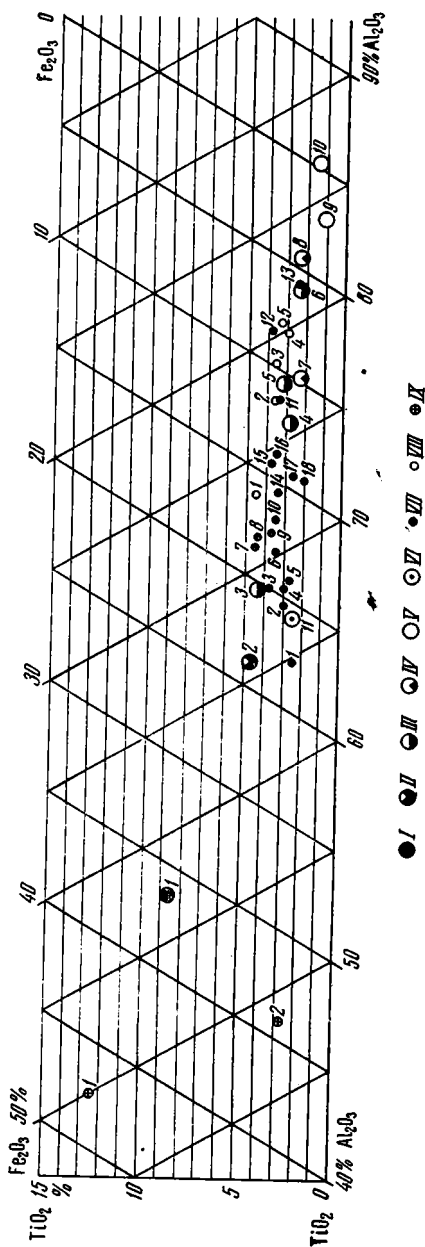
Эти геологические наблюдения полностью согласуются с тем, что возникающий при разложении полевых шпатов гиббсит в присутствии кремнезема в водах соединяется с последним с образованием каолинита (Wollast, 1963).

Гольдич и Бергквист в качестве дополнительных аргументов за пеплово-латеритное происхождение бокситов на карбонатных плато Гаити и Ямайки указывают на примесь в бокситах кварца с характерными для вулканитов оптическими особенностями, обломков циркона и титаномагнетита, наконец, на сходство соотношения содержаний глинозема, окиси железа и двуокиси титана в бокситах этих районов с тем, какое наблюдается для диоритов — петрографических аналогов существенно андезитовых вулканитов Карибского бассейна.

Нами сделана попытка сопоставить соотношения тех же трех компонентов для всей группы эффузивных пород и бокситов геосинклинальных месторождений палеозоя, мезозоя и кайнозоя (фиг. 9). Как видно из приведенного рисунка, фигуративные точки глинозема, двуокиси титана и валовой окиси железа в названном типе бокситов хорошо совпадают с полем точек тех же компонентов преимущественно в эффузивах от андезитов до риодацитов, т. е. той петрохимической группы, которая отвечает существенно эксплозивному «андезитовому» вулканизму островных дуг и океанических окраин.

Следует обратить, наконец, внимание на весьма благоприятные для латеритизации свойства пеплов подобных областей. При содержании глинозема в исходных породах, типа среднего андезита, около 17% (Нокколдс, 1954) и обычно при небольшом количестве или отсутствии кварца соответствующие пеплы представляют собой однороднозернистый, влагоемкий и хорошо фильтрующий материал, отлагающийся, как показано выше, постепенно, но часто и равномерно на больших площадях. На подобных пеплах при достаточном увлажнении интенсивно развивается растительность, что указывает на их способность к очень быстрому химическому разложению.

Итак, образование бокситов на субаэральных рифовых плато за счет латеритизации пепла с последующим местным переотложением и накоплением латеритного материала в депрессиях представляется для областей рифообразования, сопряженных с зонами синхронного эксплозивного вулканизма, вполне реальным процессом. Поднятые рифовые плато на этом этапе оказываются ложем для формирования наземных бокситов. Бокситы подобного типа следовало бы называть *латеритно-пролювиальными*. Пример Ямайки показывает, что продукты денудации латеритного покрова и латеритно-пролювиальных бокситов на океанических островах должны частично выноситься островными реками и временными потоками в океан и смешиваться здесь с различными субмаринными, в частности с полимиктовыми туфогенными, вулканомиктовыми и карбонатными осадками. Только в особых случаях на побережье Ямайки — при залеске морской волны на выходах рифового известняка — образуются локальные и ничтожные по размерам отложения бокситоподобного вещества (Trechmann, 1952).



Фиг. 9. График соотношения содержания окиси железа, окиси алюминия и двуокиси титана в эффузивах и бокситах геосинклинальных областей. Составлен по таблицам изверженных пород Нокколдса (1954) и данным по составу бокситов, заимствованным из многих источников

I—VI Эффузивы: 1 — щелочной базальт, долерит; 2 — андезит; 3 — латит; 4 — дацит; 5 — риодацит; 6 — делленит; 7 — трахит ультра-щелочной; 8 — фonoлит; 9 — риолит щелочной; 10 — риолит щелочноземельный; 11 — риолит ультращелочной. VII. Бокситы красные: 1 — Южная Италия, Рг; 2 — Северный Урал, D; 3 — Гаити, К; 4 — Венгрия, Рг; 5 — Новая Каледония; 6 — Герцеговина, Рг; 7 — Югославия Рг; 8 — Франция Сг; 9 — Доминиканская Республика, К; 10 — Ямайка, К; 11 — Северный Урал, D; 12 — Венгрия, Рг; 13 — латеритный боксит по андезиту, Калимантан, К; 14 — Ямайка К; 15 — Австрия, Сг; 16 — Ямайка, К; 17 — Румыния, Сг; 18 — Испания, Рг. VIII. Бокситы зеленовато-серые и серые: 1 — Франция, Сг; 2 — Салаир, D; 3 — Салаир, D; 4 — Северный Урал, D; 5 — Северный Урал, D. IX — Нерастворимый остаток известняков; 1 — Ямайка, Рг; 2 — Ямайка Сг

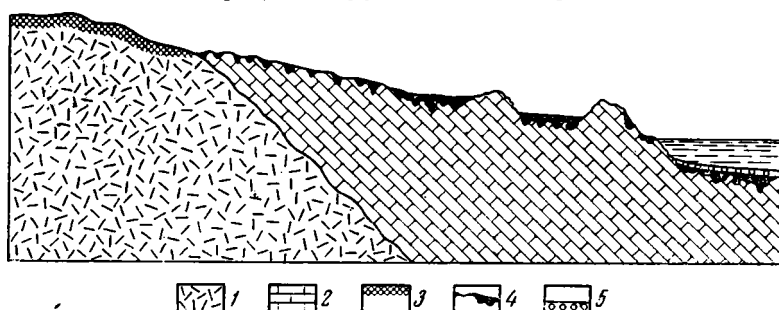
Таким образом, рифовые плато оказываются не депрессионным суб-маринным или субаэральным ложем для отложения боксита, будто бы приносимого со стороны — из коры выветривания на смежном материке или островной суше, как это принято думать, но, вероятно, — местом образования бокситов, поднятием и источником аллитов, зрелой кластиче-ской и растворенных веществ для морских существенно полимиктовых осадков.

При исследовании возможной дальнейшей судьбы латеритно-пролювиальных бокситов на карбонатных плато необходимо снова обратиться к современному ландшафту. В первую очередь следует отметить, что многие поднятые коралловые рифы и более древние острова, в том числе Ямайка с крупными месторождениями латеритно-пролювиальных бокси-



тов, окружены пунктиром береговых и барьерных молодых рифов. Они в той или иной степени предохраняют окружаемые ими острова от морской абразии, принимая на себя, как волноломы, удары морского прибоя. Тем самым молодые рифы косвенно способствуют накоплению и латеритизации пепла и, в конечном счете, формированию латеритно-пролювиальных бокситов.

Не менее важную роль, но уже для образования собственно морских бокситов, эти молодые рифы вокруг поднятий играют впоследствии.



Фиг. 10. Схема образования геосинклинальных карстовых\* бокситов (Бушинский, 1964)

1 — основные породы; 2 — известняки; 3 — кора выветривания на основных породах; 4 — красные бокситы; 5 — морские серые бокситы

Как известно, Ч. Дарвин предполагал, что образование атоллов происходит путем разрастания пунктирного кольца рифов, окаймлявших вулканические острова, по мере опускания последних. Эта гипотеза доказана буровыми работами на атолле Эниветок, в основании которого на глубине более 1000 м встречены вулканические породы (Шепард, 1964). Можно допустить, что подобным же путем происходило разрастание молодых рифов, окаймлявших опускавшиеся под уровень моря древние бокситоносные рифовые плато. По-видимому, именно благодаря такому процессу за пределами древних бокситоносных поднятий рифогенные известняки кровли и почвы бокситов «сливаются в единую карбонатную формацию» (Бушинский, 1964; Пейве, 1947; Родченко, 1964).

В образующейся внутри кольца рифов лагуне, при затоплении бокситоносного плато, может происходить перемыв латеритно-пролювиальных бокситов и захоронение возникающих продуктов перемыва существенно автохтонными карбонатными, вулканомиктовыми, углистыми и смешанными осадками. Таким образом, по нашему мнению, формируются собственно морские бокситы, с морской фауной и нередко хорошей слоистостью, часто со слоями кластических зерен титаномагнетита, ильменита, циркона, кварца и обломками бокситов более ранней генерации.

Идея образования бокситов морского типа за счет перемыва более древних наземных бокситов, залегающих на карбонатных породах, развивалась С. М. Андроновым и затем Г. И. Бушинским (1964). Однако механизм этого процесса представлялся совершенно иным, не связанным с ландшафтом и историей развития рифов (фиг. 10).

При дальнейшем погружении дна молодые рифы образуют над бывшим бокситоносным плато и продуктами перемыва его поверхности — залежами морских бокситов и сопутствующими осадками — сплошной массив, смыкаясь над этим фундаментом подобно тому, как теперь доказано для огромных сооружений рифов над опустившимися в пучины океана вулканическими островами в соответствии с теорией Дарвина о происхождении атоллов.

Таким образом, возникновение бокситов в геосинклинальных условиях увязывается с самой природой рифообразования и вулканизма — с

ландшафтом, историей и внутренними свойствами этих явлений. Схема этих связей показана на фиг. 11.

Обратимся к некоторым количественным подсчетам. Следует при этом отметить крайне приближенный или даже условный характер приведенных ниже цифр, показывающих лишь самый общий порядок интересующих нас величин.

1. Прежде всего попытаемся вычислить, какой должна быть мощность  $m_1$  пепла с содержанием глинозема  $C_1=15\%$  (средний андезит 17,17%, Нокколдс; 1954) и объемным весом  $d_1=1 \text{ г/см}^3$  (слабо слежавшийся пепел Камчатки; Гущенко, 1965) для формирования сплошного плаща латеритно-пролювиальных бокситов типа Ямайки со средней мощностью  $m_2=5 \text{ м}$ , объемным весом  $d_2=1,5 \text{ г/см}^3$  и содержанием глинозема  $C_2=50\%$  при условии, что весь глинозем фиксируется на месте.

Искомая величина будет равна

$$m_1 = \frac{m_2 \cdot d_2 \cdot C_2}{d_1 \cdot C_1}.$$

Подставляя цифры в это уравнение, получим:

$$m_1 = \frac{5 \text{ м} \cdot 1,5 \text{ г/см}^3 \cdot 50\%}{1 \text{ г/см}^3 \cdot 15\%} = 25 \text{ м}.$$

Если даже главная часть выпавшего пепла будет бесследно унесена, так же как и часть уже прошедшего латеритизацию материала, то оставшиеся латериты, в конечном счете, очевидно, подобно terra rossa скапливаются во впадинах рифового плато на площади, гораздо меньшей, чем первоначальная, что компенсирует убыль глинозема при денудации. При общей площади рифового плато Ямайки около  $5000 \text{ км}^2$  территория, занятая бокситами с известными здесь запасами около 600 млн. т, при принятой средней мощности 5 м и объемном весе  $1,5 \text{ т/м}^3$  может составить не более  $\frac{600\,000\,000 \text{ т}}{1,5 \text{ т/м}^3 \cdot 5 \text{ м}} = 80\,000\,000 \text{ м}^2$  или  $80 \text{ км}^2$ , т. е. около 6%

площади плато. Эти цифры показывают огромные резервы, откуда может черпаться материал для заполнения впадин рифового плато перемытым латеритом, даже при соотношении средних мощностей пепла и боксита гораздо меньшем, чем 5 : 1. Поэтому можно допустить, что для образования бокситовых месторождений со средней мощностью руды несколько метров будет достаточна мощность пепловых отложений того же порядка.

2. И. И. Гущенко (1965) установил, что за период голоцена (около 10 000—5000 лет) в районе Ключевской группы вулканов на Камчатке скорость накопления пепла на расстоянии 42 км от центра извержений составила 12—14 см в столетие. По составленному нами графику (см. фиг. 7) видно, что мощности одноактных современных отложений пепла крупных извержений могут достигать дециметров на расстоянии сотни километров, при частоте мощных пеплопадов в одной и той же области до нескольких в столетие.

Если принять минимальную возможную скорость отложения пепла на расстоянии в первые сотни и десятки километров в пределах соответственно всего 0,1—1 см в сто лет, то не будет преувеличением полагать, что для отложения одного-двух десятков метров пепла на этих расстояниях от вулканов потребуется скорее всего время не более миллиона или сотен тысяч лет. При благоприятном стечении обстоятельств то же количество пепла может отложиться и за гораздо меньшее время. Следует при этом учесть убедительно показанное Итоном (Eaton, 1964) постоянство направления пеплопадов в тропических поясах, определяемое устойчивым околосириотным потоком пассатов.

3. Допуская вероятность образования наземных бокситов на карбонатных плато Ямайки за счет нерастворимого остатка известняков и

одновременно поступающего пепла, попытаемся сравнить возможные массы глинозема в бокситах, возникающие этими двумя путями. Для этого примем среднее содержание глинозема в известняках Ямайки за  $C_1=0,05\%$  (против известных 0,036; Келли, 1964), объемный вес известняков  $d_1=2 \text{ г/см}^3$ , объемный вес пепла  $d_2=1 \text{ г/см}^3$  и содержание глинозема в пепле  $C_2=15\%$ . Подставляя эти цифры в соответствующее уравнение, увидим, что один метр мощности пепла по массе заключенного в нем глинозема равен  $\frac{1 \text{ м} \cdot 1 \text{ г/см}^3 \cdot 15\%}{2 \text{ г/см}^3 \cdot 0,05\%} = 150 \text{ м}$  известняка.

При растворимости известняка в насыщенной углекислотой при  $15^\circ\text{C}$  воде порядка  $q=0,12 \text{ г/л}$  (Пустовалов, 1940) и среднем количестве дождевых осадков в гумидных тропиках в год около  $v=2000 \text{ мм}$ , можно подсчитать, что для растворения известняка мощностью  $h=150 \text{ м}$  с объемным весом  $d=2 \text{ г/см}^3$  потребуется  $t$  лет. Подставляя в уравнение цифры, получаем:  $t = \frac{h \cdot d}{q \cdot v} = \frac{100 \cdot 150 \text{ см}^3 \cdot 2 \text{ г/см}^3}{0,12 \text{ г/л} \cdot 0,2 \text{ л/год}} = 1\,250\,000$  или 1,25 млн лет.

Для отложения равновеликого по массе глинозема пепла мощностью один метр при минимальной принятой выше скорости накопления 0,1 см в столетие потребуется 0,1 млн лет.

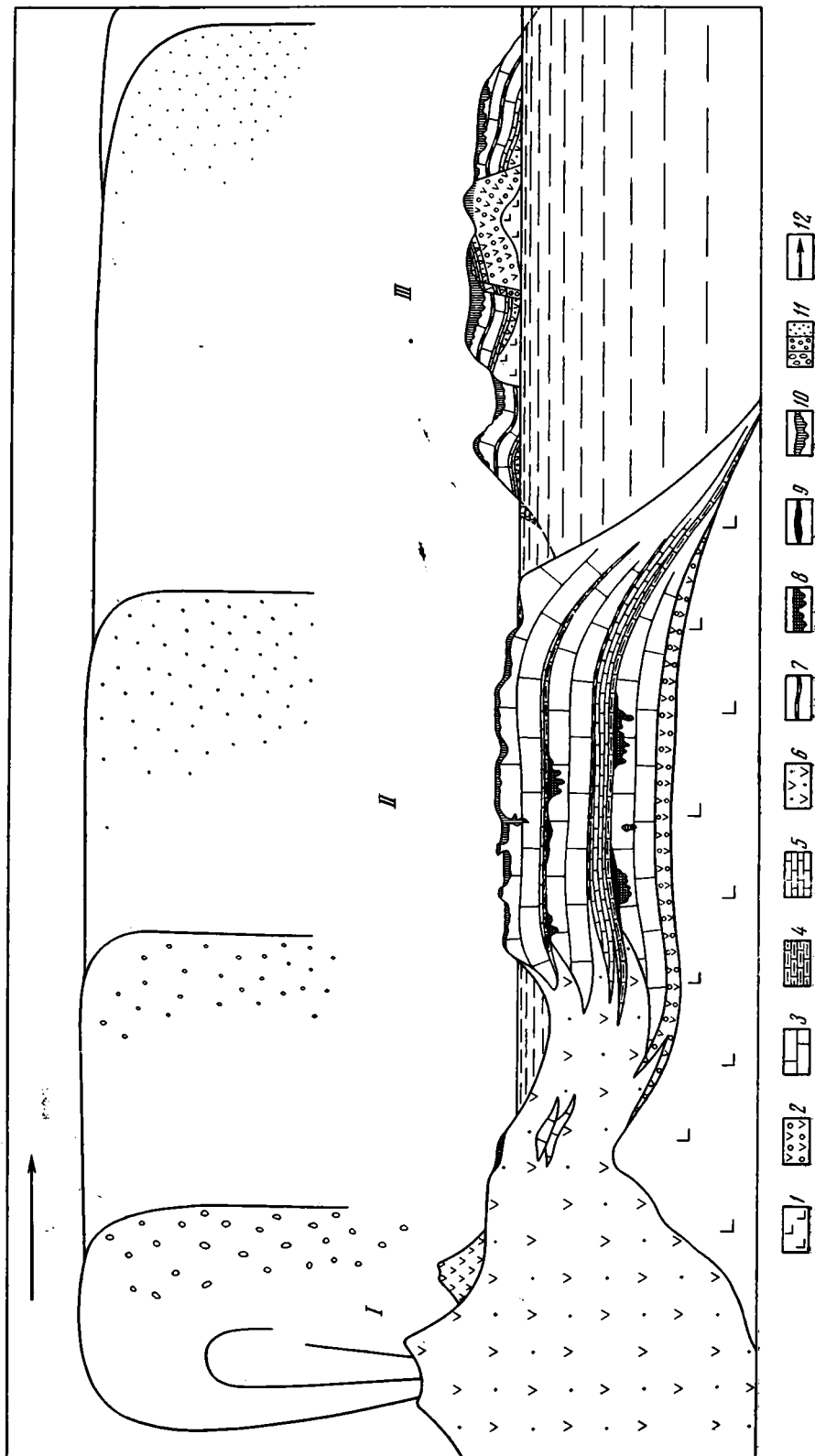
Отсюда видно, что смесь глинозема в латеритно-пролювиальном боксите за счет растворения известняка при условии даже крайне незначительного одновременного приноса пепла может составить всего  $\frac{0,1}{1,25+0,1} \approx 0,08$ , т. е. около 8% общей массы глинозема в боксите. Фак-

тически содержание глинозема в рифогенных известняках обычно менее 0,05%, насыщенность углекислотой грунтовых вод и растворимость известняка ниже принятой нами, наконец, часть дождевых осадков не расходуется на растворение известняка. Поэтому можно предположить, что с принятой скоростью поступления пепла доля глинозема из нерастворимого остатка известняков в бокситах будет не более подсчитанной даже в том случае, если предполагаемую скорость растворения известняков увеличить в несколько раз. Из приведенного расчета, во всяком случае, очевидно, что, принимая в качестве исходного для бокситов вещества нерастворимый остаток известняков, как это распространено особенно у зарубежных геологов (Хардер, 1959; Хозе, 1964 и др.), по меньшей мере нельзя отказываться от количественного сравнения с приносом глинозема также иными вероятными путями.

4. Пеплопады в областях бокситообразования происходили, конечно, не только во время поднятия рифовых плато над уровнем моря. Поэтому следует поставить вопрос, как объяснить весьма низкое содержание алюмосиликатной примеси в главной массе вмещающих бокситов рифогенных пород?

Возможный ответ кроется, по-видимому, в том, что, если кораллы и рифы могут расти со скоростью до нескольких сантиметров в год (БСЭ, том. 22, изд. 2, Коралловые острова), то для пепла можно допустить скорость отложения на больших расстояниях до сантиметров в столетие, т. е. в сто раз медленнее. Огромная скорость роста именно рифов, а не отдельных особей или мелких колоний, наблюдалась при исследованиях в Зондском проливе в Индонезии после извержения Кракатау в 1883 г. В течение трех лет на свежих подводных вулканических породах здесь возникли целые рифовые поля (Umbgrove, 1947).

При среднем отношении допускаемых скоростей отложения пепла и формирования рифогенного известняка 0,01, содержании глинозема в пепле 15% и при плотности пепла вдвое меньше плотности известняка содержание глинозема в последнем с примесью пепла составит  $\frac{15\% \cdot 0,01}{2} = 0,075\%$ . Многочисленные приводимые в литературе подсче-



известняках очень близки к полученной нами цифре, например для Ямайки не более 0,1, в среднем  $0,036\% \pm 0,018\%$  (Цанс, 1964; Келли, 1964).

5. Накопление пепла на поднятых рифовых плато зависит в большой степени от длительности поднятия. В тех случаях, когда возраст кровли и почвы бокситов разнится на эпоху или период, как на многих месторождениях Европы (Аллен, 1964; Бардоши, 1957; Горецкий, 1960), длительность поднятия составляет миллионы лет, величину, более чем достаточную для отложения крупных масс золотой вулканокластике.

Однако даже и в тех случаях, когда почва и кровля бокситов относятся к одному и тому же или смежным ярусам, как на Урале (Андронов, 1965), можно полагать, что длительность бокситоносного перерыва между ними достаточно велика.

Принимая скорость роста рифов за 0,1 см в год, т. е. с уменьшением для большей гарантии против максимальной в десятки раз, и допуская формирование главной массы девонских рифогенных известняков в бокситоносных районах Урала приблизительно с этой скоростью, можно видеть, что на образование всей их максимальной мощности около 1500 м потребовались бы скорее всего миллионы лет. Вместе с тем общая длительность времени формирования бокситоносных отложений в девоне Урала составляет десятки миллионов лет. Отсюда возникает естественное предположение, что на три или четыре бокситоносных перерыва в рифогенных толщах Урала из общего времени пришлось по меньшей мере несколько миллионов лет. Разумеется, в действительности были бесконечно более сложные условия образования рифогенных и сопутствующих им отложений. Однако уже сама биостратиграфическая разница между возрастом кровли и почвы бокситов свидетельствует о достаточной длительности даже таких минимальных перерывов.

Приведенные расчеты при всей их условности или приближительности позволяют лучше понять, каким образом будто бы спорадические и незначительные по масштабам отложения пепла могут быть главным источником алюмосиликатного вещества для образования бокситов в отдаленных от вулканов и одновременно наиболее изолированных от поступления терригенного материала областях массового рифообразования.

При благоприятных воздушных течениях отложение и накопление пепла в зонах рифообразования должно быть настолько же неизбежным, как и само рождение пепла в смежных областях эксплозивного вулканизма островных гирлянд и океанических окраин.

Изложенные выше соображения о происхождении бокситов на карбонатных породах в геосинклинальных областях могут быть суммированы следующим образом.

1. Обычно изолированные от приноса терригенного материала зоны массового и длительного рифообразования часто сопряжены в течение миллионов и десятков миллионов лет с вулканическими цепями островных дуг или океанических окраин с преобладающим эксплозивным типом извержений. За время сосуществования с рифами в областях эксплозивного вулканизма совершается множество извержений, продукты ко-

Фиг. 11. Схема географического ландшафта и геологического разреза районов образования наземных латеритно-пролювиальных и морских латеритно-осадочных месторождений бокситов в геосинклинальной области

1 — древние вулканогенные и другие породы; 2 — конгломераты, песчаники вулканомиктовые и смешанные; 3 — известняки массивные рифогенные; 4 — карбонатно-глинистые, глинистые, углистые, вулканомиктовые и туфогенные породы; 5 — известняки слоистые, мергелистые, углистые осадки; 6 — туфы, эффузивы, туфиты; 7 — пепловые бентониты; 8 — боксит обычно красный наземный латеритно-пролювиальный, развивающийся по вулканическому пеплу; 9 — боксит обычно серый слоистый морской латеритно-осадочный, образующийся за счет переважающего латеритно-пролювиального боксита; 10 — латеритная почва и новейшие латеритно-пролювиальные бокситы, возникающие за счет пепла и на выходах древних вулканогенных пород; 11 — бомбы, лапилли, вулканический песок и пыль; 12 — господствующее направление ветра; 1 — вулканы центрального смешанного или эксплозивного типа; 11 — рифовый массив типа барьера или атолла, слабо и недавно поднятый, с маломощной латеритной почвой. В недрах рифа погребены древние горизонты наземных и морских бокситов; 111 — океанический остров типа Ямайки, с давно поднятым рифовым плато, с мощными покровными латеритно-пролювиальными бокситами. Окаймлен молодыми рифами

торых в виде пепла разносятся на десятки, сотни и тысячи километров и частично отлагаются в зонах рифообразования.

2. На рифах ниже уровня моря пепел не подвергается глубокому выветриванию и входит в состав морских осадков. На поднятых над уровнем океана рифовых плато в жарком морском климате вулканический пепел преобразуется в латеритные почвы, как это известно на современных коралловых островах.

На длительно поднятых рифовых плато продукты глубокой латеризации пепла частично сносятся в рифовые и разрастающиеся карстовые углубления, образуя вместе с примесью нерастворимого остатка подстилающих пород плащеобразные залежи бокситов, как это предполагается для наземных молодых бокситовых месторождений Ямайки и Гаити Гольдичем и Бергквистом (Goldich, Bergquist, 1948). Этот тип бокситов следовало бы назвать латеритно-пролювиальным.

3. Продукты денудации латеритного покрова поднятых рифовых плато частично выносятся островными реками в океан, где они смешиваются с туфогеновыми, вулканомиктовыми, карбонатными и другими морскими осадками.

4. При опусканиях поднятых плато ниже уровня моря окаймляющие их молодые рифы разрастаются и предохраняют затопляемое морем бокситоносное плато от абразии. В образующейся на месте плато лагуне происходит перемыв латеритно-пролювиальных бокситов и захоронение возникающих таким путем собственно морских бокситов карбонатными, вулканомиктовыми, углистыми, туфогенными и смешанными осадками. За этим типом бокситов целесообразно сохранить название морских латеритно-осадочных.

При дальнейшем опускании дна моря молодые разрастающиеся рифы образуют сплошной надрудный массив, смыкаясь над своим рудноносным фундаментом подобно тому, как это установлено для рифов над опускавшимися в глубины океанов вулканическими островами в соответствии с теорией Дарвина о происхождении атоллов.

5. Образование как наземных латеритно-пролювиальных, так и морских латеритно-осадочных бокситов в пределах одного и того же региона и крупной эпохи, соответственно с локальной историей и ландшафтом развития рифов и пеплопадов, может происходить не повсеместно и одновременно.

Формирование морских латеритно-осадочных бокситов определяется, вероятно, кратковременной стадией перемыва латеритно-пролювиальных бокситов. Образование последних может протекать теоретически в течение всего перерыва между их лежащим крылом и перекрывающим морским бокситом, в климатически благоприятные периоды.

6. Кроме актуалистических и отмеченных выше регионально-геологических данных, в пользу изложенных представлений свидетельствуют следующие хорошо известные факты: а) положение месторождений бокситов в рифогенных массивах одного и того же региона на уровне различных по времени и длительности локальных поднятий и субэкральных перерывов, нередко при отсутствии или слабом проявлении этих перерывов за пределами площади оруденения; б) сходство рудных залежей без морской фауны по облику и условиям залегания с *terra rossa*; в) присутствие в рудных пластах с морской фауной продуктов размыва бокситов более ранних стадий образования; г) наблюдаемый переход бокситов по простиранию в вулканомиктовые и туфогенные породы; д) местами присутствие обломков бокситизированных и свежих эффузивов и туфов в подрудном карсте; е) появление туфогенных или вулканомиктовых отложений в кровле бокситов, ж) присутствие в самих бокситах редких бокситизированных обломков эффузивов и часто встречающегося кластического материала устойчивых минералов, местами с признаками их пепловой природы.

Важнейшим противоречием служит частое указание на то, что вулканомиктовые осадки на простирации бокситов являются продуктом размыва более древних, чем сами бокситы, вулканитов. Автор допускает, что более подробное изучение природы этих осадков может показать присутствие в их составе также перемытых пирокластических пород.

7. Бокситы рассматриваемого типа являются закономерным производным истории и ландшафта образования сопряженных вулканогенных и рифогенных формаций.

Они возникают за счет полимиктовых продуктов эксплозивного вулканизма геосинклиналей в гумидном тропическом климате. Геосинклинальный режим создает источники глинозема и динамические условия развития и размещения рифов. Океанический тропический ландшафт обеспечивает процветание рифостроящих организмов, стабильную эоловую транспортировку и латеритное выветривание пеплов. Важнейшую роль в образовании геосинклинальных бокситов играет, наконец, биология рифостроящих организмов.

8. С точки зрения поисков бокситов морского латеритно-осадочного типа представляется наиболее важной их приуроченность к горизонтам перерыва в рифогенных толщах на простирации вулканомиктовых пачек. Для поисков наземных латеритно-пролювиальных бокситов рассматриваемого типа представляют интерес все поднятые и особенно карбонатные плато, подвергавшиеся пеплопадам и находившиеся при этом в благоприятных климатических условиях.

Предлагаемая «пепловая» гипотеза примыкает к существующим идеям советских геологов о латеритно-осадочном генезисе морских бокситов, опираясь также на зарубежные представления об участии вулканического пепла в образовании наземных молодых бокситов Гаити и Ямайки.

Автор обязан В. И. Иванову за подбор и перевод некоторой иностранной литературы, Т. С. Калугиной за помощь в составлении графика соотношения содержаний алюминия, железа и титана в эффузивах и бокситах и картографу Т. Е. Нагорной за оформление чертежей.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аллен В. Т. Сравнение бокситовых месторождений Европы с бокситовыми месторождениями США. Сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд. «Мир», 1964.
- Андронов С. М. Девонские бокситовые горизонты восточного склона Урала и их стратиграфическое положение. Сов. геология, № 2, 1965.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, 1960—1961. Атлас Мира, М., 1954.
- Бардоши Д. Геология бокситовых месторождений Венгрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1957.
- Беммелен В. ан. Геология Индонезии. Изд. иностр. лит., 1957.
- Бернс Д. Д. Генезис ямайских бокситов. «Вопр. геол. и минерал. бокситов». Изд. «Мир», 1964.
- Большая советская энциклопедия. Изд. второе, 1953.
- Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, Сб. «Латериты». Изд. «Недра», 1964 г.
- Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов. Тр. ГИН, вып. 103, 1964 г.
- Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал, и его первичное перемещение. Сб. «Проблемы вулканизма». Ереван, 1959.
- Гладковский А. К., Ушатинский И. Н. Минеральный состав латеритных и осадочных бокситов. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Сб. «Латериты». Изд. «Недра», 1964.
- Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Тр. ВИМС, вып. 5. Нов. сер., 1960.
- Гущенко И. И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. Сб. «Проблемы вулканизма». Изд. Дальневосточное, Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. Изд. «Наука», 1965.

- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», 1965.
- Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.
- Келли В. К. Некоторые данные о генезисе ямайских бокситов. Сб. «Вопр. геол. и минерал. бокситов». Изд. «Мир», 1964.
- Кленова М. В. Геология моря. Учебник, 1948.
- Князева Л. Н. Результаты изучения бокситовых месторождений Северного Урала и дальнейшее направление поисковых работ. Мат.-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 6. Госгеолтехиздат, 1958.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. Сб. «Совр. осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Малеев Е. Ф. О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1957.
- Мушкетов И. В. Физическая геология, т. 1, Госгеолтехиздат, 1924.
- Нагорский М. П. Закономерности размещения девонских бокситов Салаира. «Закономерн. размещения полезн. ископ.», т. III. Изд. АН СССР, 1960.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, 1956.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд. АН СССР, 1962.
- Наливкин В. Д. Связь рифовых массивов Урала с тектоническими структурами. Тр. V и VI сессий Всес. палеонтол. о-ва. Госгеолтехиздат, 1962.
- Неймайр М. История земли, т. 1, СПб., 1904.
- Нокколдс. Средний химический состав некоторых изверженных пород. РЖ, Геология, География, 17 805, 1955.
- Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. Мат.-лы к познанию геол. строения СССР. Изд. Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1. Гостехиздат, 1940.
- Равникович А. И. Современные и ископаемые рифы. Изд. АН СССР, 1954.
- Равникович А. И. Рифы и роль тектонических движений в их образовании. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. XXXV (1), 1960.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», 1964.
- Родченко Ю. М. Некоторые особенности геологического строения и достоверность результатов разведки Североуральских бокситовых месторождений. Тр. Ин-та геологии УФАИ СССР, вып. 64, 1964.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостехиздат, 1953.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тазиев Г. Встречи с дьяволом. Изд. иностр. лит., 1961.
- Тиррель Г. В. Вулканы. ОНТИ, 1934.
- Хали В. Е. Рифы и тектоника. Тр. V и VI сессий Всес. палеонтол. о-ва. Госгеолтехиздат, 1962.
- Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. Сб. «Происхождение бокситов». Изд. иностр. лит., 1959.
- Хозе Г. Р. Генезис бокситов руд алюминия. Вопр. геол. и минерал. бокситов. Изд. «Мир», 1964.
- Цанс В. А. Запасы бокситов на Ямайке. Сб. «Вопр. геол. и минералог. бокситов». Изд. «Мир», 1964.
- Шепард Ф. Земля под морем. Изд. «Мир», 1964.
- Шукин И. С. Общая геоморфология, т. II. Изд. «Мир», 1964.
- Eaton P. Windborne volcanic ash a possible index to polar wandering. J. Geol., v. 72, N 1, 1964.
- Fairbridge R. M. Recent and pleistocene coral reefs of Australia. J. Geol., v. 58, N 4, 1950.
- Goldich S. S., Bergquist U. R. Aluminous lateritic soil of the republic of Haiti. W. I. US geol. Surv., Bull. 954 — c, 1948.
- Illies H. Die Entstehungsgeschichte eines Maars in Süd Chile. Geol. Rundschau, v. 43, 1959.
- Neeb G. A. The composition and distribution of the Samples, in the Snellius Expedition, v. 5, pt. 3, Leyden, 1943.
- Padang van. Catalogue of the aktive volcanoes of the world including solfatara Fields. Part I. Indonesia. Part II, Philippine Islands and Cochin China. Napoli, Italia, 1951, 1953.
- Schofield I. C. The Geology and Hydrology of Niue Island, South Pacific. New Zealand. Geol. Survey, Bull. n. s. 62, 1959.
- Trechmann C. T. Note on a pleistocene corall rock in Jamaica, altered into materials resembling bauxite laterite. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 107, 1952.
- Umbgrove F. H. F. Coral reefs of the East Indies. Bull. Geogr. Soc. Amer. v. 58, N 8, 1947.
- Wollast R. Aspect chimique du mode de formation des bauxites dans le Bas-Congol, Bull. seances Acad. roy. sci. outre-mer, N 2, 1963.
- Woodring W. P. Caribbean land and sea through the ages. Bull. geol. Soc. Amer., v. 65, N 8, 1954.



УДК 553.492.1(471.50)

**НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ  
К ПРОБЛЕМЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТОВ  
В ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ ПАЛЕОЗОЯ  
УРАЛО-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ**

**И. В. ДЕРБИКОВ**

**1. К СОСТОЯНИЮ ВОПРОСА О МЕТАЛЛОГЕНИИ БОКСИТОВ  
В СВЯЗИ С ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ**

Как известно, возможность генетической связи бокситов с вулканогенно-осадочными толщами изучена недостаточно. Подавляющее большинство исследователей первоисточником бокситов как платформенного, так и геосинклинального типа считают только региональную кору выветривания. Однако все чаще раздаются голоса в пользу генетической или парагенетической связи геосинклинального бокситообразования с вулканизмом.

Представителем теории генетической связи бокситообразования с вулканизмом является К. К. Зеленов, который для Камчатки установил вынос в океан значительных масс глинозема (в водах р. Юрьевой — до нескольких десятков тонн в день) и разработал геохимическую схему его миграции и осаждения (Зеленов, 1960, 1963).

Однако Н. М. Страхов (1963) ассоциацию бокситы-вулканогенные породы считает своего рода запрещенной и, как увидим ниже, не без основания, полагая, что мигрирующий совместно с кремнеземом глинозем в процессе диагенеза осадков должен давать глины, а не бокситы.

А. С. Калугин, тоже не склонный соглашаться с К. К. Зеленовым в отношении прямой связи бокситов с гидротермальным (за счет выщелачивания термами вулканических пород) выносом и субаквальным отложением глинозема, недавно выдвинул новую интересную концепцию отдаленной связи бокситообразования с вулканизмом. Он убедительно показал возможность образования бокситов путем тропического выветривания вулканического пепла, осаждающегося в субаэральных условиях на рифовых островах<sup>1</sup>.

Таким образом, положение о прямой генетической связи бокситов с формированием вулканических толщ и об осаждении значительных масс глинозема в морских условиях (К. К. Зеленов) нужно считать, по-видимому, маловероятным. Вынос же глинозема в значительных количествах при вулканической деятельности не отрицается никем.

Как известно, кроме глинозема в вулканических областях в большом количестве выносятся и осаждаются в субаквальных условиях кремнезем, сера, цветные металлы, железо, марганец и в меньшей мере — мышьяк, барий, бор и т. д. (Дербиков, 1965; Дзоценидзе, 1965; Зеленов, 1960, Страхов, 1963).

---

<sup>1</sup> См. журнал «Литология и полезные ископаемые», № 1, за 1967 г.

## 2. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА УРАЛО-САЯНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

На территории Урало-Саянской геосинклинальной области четко выделяются два основных этапа наиболее интенсивного проявления вулканизма раннего геосинклинального развития: среднепалеозойский, ( $D_2-C_1$ ), проявившийся на Алтае, особенно в эйфеле, и на Урале (венлок-живет), и нижнепалеозойский ( $Sn-Cm_2$ ), ярко проявившийся, в частности, в нижнем кембрии в восточной части Алтае-Саянской горной страны. Для них характерен базальтоидный тип вулканизма, вернее вулканоплутонизма, и сходные основные черты металлогении. Так, на Алтае и местами в восточной части Алтае-Саянской складчатой страны с вулканогенно-осадочными толщами девона (в основном с эйфельскими) генетически связаны гидротермально-осадочные месторождения колчеданно-полиметаллических руд, пластовые месторождения гематитовых и марганцевых руд. Причем гематитовые месторождения в зонах глубинных разломов и сжатий, а также в экзоконтакте более молодых интрузий переходят в магнетитовые и скарновые месторождения (Дербилов, 1962; Калугин, 1962).

С эйфельскими осадочными толщами на Салаире связаны также и пластовые месторождения бокситов (Нагорский, 1958).

Аналогичный парагенез характерен и для среднего палеозоя Урала, где широко известное колчеданное оруденение генетически связано со спилито-кератофировыми формациями, а контактово-метасоматическое<sup>2</sup> приурочено к несколько более поздней-трахито-липаритовой (Иванов, 1964). И здесь некоторые исследователи с вулканизмом среднего палеозоя (эйфель)<sup>3</sup>, так же как на Салаире, связывают формирование Северо-Уральской бокситоносной формации.

Такой же тип металлогении намечается и в связи с формированием вулканосадочных толщ нижнего палеозоя и, в частности, его нижних горизонтов ( $Cm_1$  и низы  $Cm_2$ ?) в центральной и восточной частях Алтае-Саянской области (Салаир, Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Тува). На этой территории с вулканизмом нижнего кембрия тоже генетически связаны колчеданные и магнетитовые, так называемые «контактово-метасоматические», месторождения железа (местами гематитовые). Как это характерно для вулканических областей (Дзюценидзе, 1965; Страхов, 1963), месторождения этого парагенеза формируются здесь в процессе осадконакопления и гидротермального выноса и замещения<sup>4</sup>. При этом, как и на Урале, колчеданные месторождения, по-видимому, формируются здесь несколько раньше, чем магнетитовые. Упомянутый парагенез проявляется местами в рудных полях отдельных месторождений. Так, в рудных полях магнетитовых месторождений иногда существуют и колчеданные руды (Казская группа, Шерегешское месторождение), а в полях колчеданных месторождений — магнетитовые руды и мелкие скопления (Маинское магнетито-колчеданное, Ускандинские).

В отношении бокситов ниже-среднекембрийские отложения и рудные поля Алтае-Саянской области изучены недостаточно, хотя признаки бокситопроявления в них кое-где известны. На некоторых из них мы остановимся ниже.

<sup>2</sup> Мы предполагаем, что значительная часть этих месторождений имеет вулканогенно-осадочный генезис, как и в Алтае-Саянской области.

<sup>3</sup> Бокситы здесь имеются также и в породах живетского и франского ярусов.

<sup>4</sup> Ниже мы рассмотрим признаки бокситопоявления в рудных полях лишь тех месторождений, которые являются представителями осадочных фаций рудообразования.

### 3. ПРИЗНАКИ СВОБОДНОГО ГЛИНОЗЕМА И БОКСИТОПРОЯВЛЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ПОЛЯХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Многие геологи, изучавшие Абаканское месторождение, считали его контактово-метасоматическим, и лишь в 1958 г. Л. В. Громовым, Н. Х. Белоус и В. М. Кляровским (Белоус, 1958; Белоус, Кляровский, 1959) впервые было высказано мнение о его возможном вулканогенно-осадочном генезисе. Исследования материалов этого месторождения подтверждают данный вывод. Есть основание думать, что оно возникло вследствие осаждения железа близ склона рифа, обломки известняков которого, встречающиеся внутри рудного тела, и послужили основанием для С. С. Лапина (1964) считать их реликтами неполностью замещенного рудами прослая известняков. Некоторые тектурные особенности этих образований, на которых мы остановимся в специальной статье, дают, как нам представляется, возможность присоединиться к мнению Н. Х. Белоус и В. М. Кляровского об осадочном генезисе месторождения, образование которого связано с вулканической деятельностью нижнего кембрия. В дальнейшем оно было интенсивно дислоцировано вплоть до образования опрокинутых изоклинальных складок и метаморфизовано с переходом первичного лимонита и гематита в магнетит.

Интересно отметить, что в пределах рудного поля, на водоразделе Средней и Дальней Кеней, В. Д. Проданчук и А. А. Староверовым в 1951 г. при магнитной съемке были выделены «слои песчаников с бобовинами из тонкозернистого материала размером от 2 до 10 мм», причем «по всей массе хлоритизированных песчаников повсеместно имеется тонкая сыпь магнетита». К сожалению, образцы этих пород, а может быть, и каких-то руд (бокситы?) остались неизученными.

К северо-востоку от этого участка расположены интенсивно дислоцированные II и III тела слоистых железных руд. Образцы этих руд при анализе в 8 пробах показали наличие свободного глинозема от 0,5 до 1,57%<sup>5</sup>, что, безусловно, свидетельствует об участии свободного глинозема в процессе осадконакопления.

Таким образом, рудное поле Абаканского месторождения заслуживает некоторого внимания с точки зрения хотя бы качественной оценки его с позиций осадочного накопления глинозема.

Заслуживает также внимания и Маинское колчеданно-магнетито-гематитовое осадочное месторождение, залегающее в эффузивно-осадочной толще нижнего кембрия, и сходное с Абаканским Таштагольское месторождение в Горной Шории с типичными слоистыми рудами. Последнее входит в рудное поле Кондомской группы месторождений, сложенное в основном вулкано-осадочной толщей нижнего кембрия<sup>6</sup>.

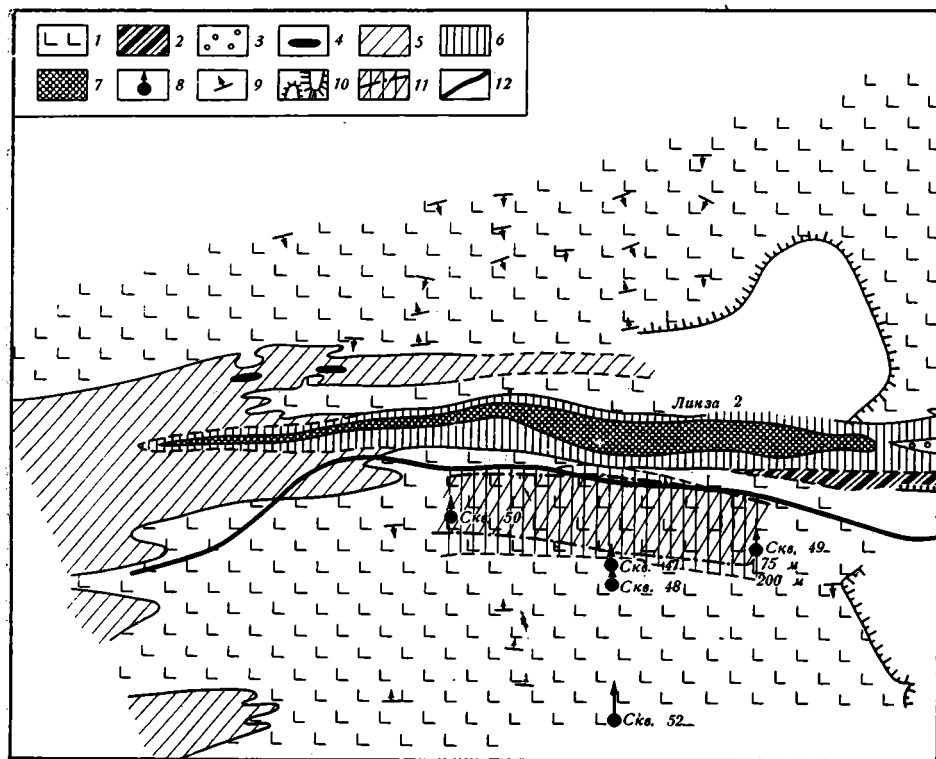
Вопросами бокситопроявления в районе Кондомской группы железорудных месторождений, к сожалению, никто не занимался, несмотря на повышенное содержание глинозема (равное количеству кремнезема или несколько превышающее его) в некоторых пробах руд Таштагольского месторождения.

Таким образом, критический пересмотр геологических материалов по этой группе месторождений с позиций вулкано-осадочного генезиса железных руд целесообразно проверить с учетом попутного выяснения возможности накопления в осадках и глинозема.

Высокоглиноземные породы в рудном поле Ново-Урского месторождения (Салаир) были установлены автором в 1937 г. В то время, в силу господства теории гидротермального генезиса колчеданных руд, кото-

<sup>5</sup> Свободный глинозем определен в химической лаборатории СНИИГГИМС новым методом, разработанным Н. М. Резаповой и Ю. С. Трофимовой, и по точности превышающим все прежние методы.

<sup>6</sup> По устному сообщению А. Б. Гинцингера, не исключен ее и более молодой возраст (низы среднего кембрия).



Фиг. 1. Структурно-геологическая карта Ново-Урского полиметаллического месторождения, район 2-й линзы (по автору)

1 — альбитофиты преимущественно бескварцевые; 2 — альбитофиты, интенсивно измененные, белые пелито-кварцевые сланцы; 3 — альбито-кварцевые порфиры, порфириты; 4 — онкозино-диаспоровые породы; 5 — кварцево-серицитовые сланцы; 6 — серицито-кварцевые и пелито-кварцевые порфировидные ярозитсодержащие сланцы; 7 — сплошные или интенсивно вкрапленные руды, на поверхности — «сыпучка» и «сухари»; 8 — буровые скважины; 9 — элементы залегания рассланцовки, контактов и флюидности; 10 — отвалы «сыпучки» и вмещающих пород; 11 — горизонтальное сечение сплошных руд и оруденелых пород на горизонтах 75 и 200 м

рой придерживался и автор данных строк, а также недостаточной актуальности бокситовой проблемы, этому не было придано должного значения, хотя материалы и были своевременно опубликованы (Дербинов, 1937), сейчас этот факт привлекает большее внимание.

Полоса пород печеркинской свиты длиной свыше 70 км, протягивающаяся в северо-западном направлении, вмещает большинство промышленных колчеданных и полиметаллических месторождений, из которых крупнейшим является Ново-Урское, как мы сейчас думаем, осадочное месторождение.

Рудное поле Ново-Урского месторождения сложено представителями минимум трех фаз излияний: альбитофитами, фельзитофитами, ленточными фельзитами углеродистыми (местами, видимо, их туффиты) и альбито-кварцевыми порфирами.

В северо-западной части месторождения установлена широкая полоса «кварцево- и моно-серицитовых сланцев с линзами кварца», которая частично более узкой полосой заходит в сторону и вдоль лежащего бока месторождения (линза № 2). К этой полосе и приурочены вскрытые нами так называемые «онкозин-диаспоровые породы»<sup>7</sup> — богатые «бокситы». Они прослежены канавой, находящейся примерно в 100 м север-северо-восточнее скв. 50, а также встречены в 40 м к юго-востоку от нее, в отвалах старой канавы (фиг. 1).

<sup>7</sup> Онкозин — тонкочешуйчатая разновидность серицита.

Породы залегают здесь в виде относительно крупных глыб до 10—15 см в поперечнике и смешаны с серицитовыми сланцами; с глубиной количество глыб увеличивается и на глубине около 2 м они почти сплошь занимают забой юго-восточной части пройденного в канаве шурфа. Максимально возможная мощность линзы этих пород равна 2—2,5 м. В 20 м северо-западнее по простиранию рудного тела специально заданные канавы его уже не встретили. Бокситы имеют достаточно массивное строение, значительный удельный вес, желтоватую или зеленовато-гороховую окраску. Диаспор, преобладающий в породе, образует плотные криптокристаллические агрегаты аморфного облика, а онкозин, чаще покрытый гидроокислами железа, представлен жирными лучисто-листоватыми скоплениями, распределяющимися между скоплениями диаспора.

Под микроскопом видна хорошо выраженная раскрошенная структура замещения диаспора онкозином, проникающим между агрегатами его зерен.

Диаспор представлен бесцветными удлинёнными зёрнами с совершенной спайностью. В шлифе зёрна с низким двупреломлением дают хорошую фигуру двусосного положительного минерала с очень большим  $2V$ . Удлинение относительно спайности положительное. Показатели преломления  $N_p = 1,707$ ;  $N_g = 1,742$ . Двупреломление значительное, интерференционные цвета второго, третьего порядка.

Онкозин представлен желтоватыми, до бесцветных, ярко поляризующими листочками или волокнистыми агрегатами. Показатель преломления его около 1,577. В препарате порошка пластинки, лежащие по спайности, дают низкое двупреломление (Дербинов, 1937, стр. 34).

Химический анализ боксита (точечная проба) показал следующее:

| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | CaO | MgO | K <sub>2</sub> O * | Na <sub>2</sub> O | BaO | Fe<br>(руд) | П. п. п. | W   | Модуль | Марка по<br>ГОСТу<br>Б—4 |
|--------------------------------|------------------|-----|-----|--------------------|-------------------|-----|-------------|----------|-----|--------|--------------------------|
| 67,0                           | 18,4             | 0,4 | 0,1 | 3,2                | 0,7               | 0,3 | 1,1         | 8,5 **   | 100 | 3,7    |                          |

\* В бокситах, связанных с корами выветривания, сумма щелочей обычно составляет около 0,4—0,5%.

\*\* Расчетные данные.

Каков же генезис этих уникальных бокситов? Для понимания его обратимся к генезису вмещающих их серицитовых сланцев с линзами кварца, вспомнив при этом мнение Н. М. Страхова о том, что в условиях вулканических областей мигрирующие совместно кремнезем и глинозем в осадке при диагенезе должны дать глины, а не бокситы.

Впрочем, Г. С. Дзоценидзе (1965), оспаривая категоричность этого вывода и отмечая наличие опала в бокситах некоторых месторождений, допускает возможность образования залежей бокситов в прибрежно-морских и озерных отложениях за счет глинозема, вынесенного гидротермами из вулканических толщ.

По этому вопросу в 1937 году, в период, когда геология бокситов еще только начала формироваться, мы писали следующее. Встречающиеся на довольно широких площадях эти породы «...представлены почти исключительно кварцем и серицитом, а местами почти исключительно последним и имеют светлую оранжево-белую окраску. Серицит в породе настолько обилён, что она всегда рассыпается легко на мелкие чешуйки, а при смачивании ползет, особенно в участках, подвергающихся каолинизации...». Характерной особенностью этих пород является постоянное наличие в них мелких линзочек молочно-белого безрудного кварца, надо полагать сингенетичного серициту. Такая «раздифференцированность» на кварц и серицит для породы весьма характерна. «...При сопоставлении наших, к сожалению, случайных наблюдений в других участках полосы пещеринской формации можно было подметить намечающуюся ассоциацию этих пород с кварцитами; так, эти породы, местами состоящие почти исключительно из серицита, слагают значительные площади близ кварцитового массива г. Копны. Та же ассоциация намечается и близ Самой-

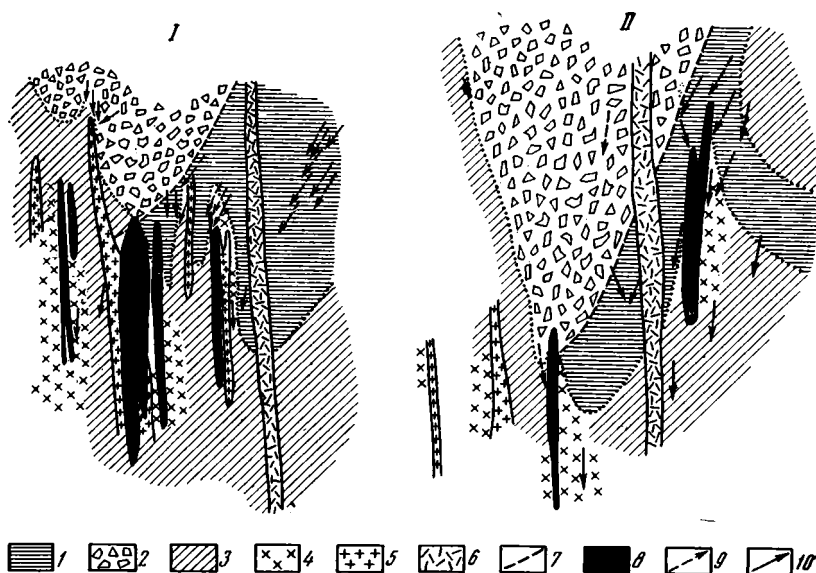
ловского месторождения. То же мы видим и к юго-востоку от описываемого р-на» (Дербиков, 1937, стр. 33).

Практически единственным сульфидом, присутствующим в этих породах, в перечисленных случаях является пирит в виде бедной и редкой вкрапленности.

Образование линз «онкозино-диаспоровых пород» есть следствие той же метаморфогенной «раздифференцированности», которую мы подметили для кварца и серицита как характерную особенность этих пород (Дербиков, 1937). Более подробно на генезисе этих высокоглиноземистых образований мы остановимся после рассмотрения металлогении аналогичных пород на Урале.

#### 4. АЛЮМО-СИЛИЦИТЫ В РУДНОМ ПОЛЕ КАБАНСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА УРАЛЕ

Высокоглиноземистые породы в генетической связи с колчеданным оруденением были встречены на Урале (Наковник, 1943), где они монографически изучались В. П. Логиновым (1951) в рудном поле Кабанского колчеданного месторождения (фиг. 2).



Фиг. 2. Схема соотношений колчеданных залежей, горных пород, стратиграфических и тектонических элементов месторождения Кабан

I — северное схематическое сечение на некоторой глубине, II — южное (по В. П. Логинову)

1 — слоистые кристаллокластические и лапиллиевые туфы порфиров; 2 — вулканические брекчии и лапиллиевые туфы порфиров; 3 — кварцево-серицитовые сланцы и вторичные кварциты; 4 — алюмо-силициты с топазом, зунитом, андалузитом, корундом, диаспором, пирофиллитом; 5 — жильные альбитофиры; 6 — жильные диабазы; 7 — стратиграфический контакт; 8 — рудные тела; 9 — наклон первичной слоистости; 10 — наклон сланцеватости

Эти породы здесь сложены андалузитом, диаспором, зунитом, корундом, рутилом, серицитом, пиритом, реже баритом, флюоритом, хлоритоидом, сисмондином, топазом, пирофиллитом. Содержание глинозема в этих породах, названных автором алюмо-силицитами<sup>8</sup>, колеблется в пределах от 21,50% (вторичный кварцит) до 67,60% (корундно-андалузитовая порода).

<sup>8</sup> Под ними автор понимает следующий комплекс генетически связанных пород: вторичные кварциты, кварцево-серицитовые сланцы и высокоглиноземистые породы.

Несмотря на то, что В. П. Логинов тонким минерало-геохимическим анализом, выполненным с теоретических позиций Д. С. Коржинского (о парагенезе, подвижности и инертности компонентов при метасоматозе и т. д.), как будто доказал гидротермальный эпигенез этих пород, все же разработанная им теория об их происхождении оставляет ряд неясных вопросов.

Проведенные ниже фактические данные В. П. Логинова не исключают возможности постановки вопроса о первичноосадочном происхождении высокоглиноземистых пород рудного поля, возникших за счет глубокого динамотермального метаморфизма бокситов, пластующихся согласно с вмещающими тонкослоистыми туфами (туффиты?).

1. В отношении генезиса колчеданных месторождений В. П. Логинов находится, по-видимому, на позициях А. Н. Заварицкого, генетически связывавшего их, как известно, с вулканизмом, давшим стратифицированные, близко синхронные оруденению вмещающие руды, эффузивно-осадочные толщи. Именно поэтому изученные В. П. Логиновым (1951) «все разновидности алюмо-силицитов распространены в тех же горизонтах стратиграфического разреза, в которых встречаются и известные колчеданные залежи»<sup>9</sup> (стр. 8).

2. В рудном поле он выделяет преимущественно по керну «симметричные зоны минерализации» (стр. 4, 74 и др.), для которых характерны следующие особенности:

а) наиболее высокоглиноземистые породы слагают центральную часть зональных ореолов, тогда как в их периферической части располагаются кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые породы,

б) во всех трех участках «...затухание минерализации к периферии зон происходит более или менее аналогичным образом и в симметричном порядке» (стр. 75), при этом «от периферии ореолов изменения к их центрам намечается отчетливая десиликация и соответственное обогащение глиноземом» (стр. 83).

Интересен весьма характерный минералогенезис кварца, который оказывается, никогда не встречался совместно с высокоглиноземистыми минералами в упомянутых «зонах». «В этом, в частности, заключается характерное отличие парагенезисов кварца на Кабанском месторождении от таковых в Семиз-Бугу, Коунраде и других местах, где совместно с ним встречаются скопления высокоглиноземистых минералов» (Логинов 1951, стр. 44).

Автор не объяснил причину этой разницы в поведении кварца. Заключена же она, очевидно, в том, что в Семиз-Бугу мы имеем дело с гидротермальным генезисом, а здесь — с первичноосадочным. При этом из алюмокремнистых растворов в случае избытка в них глинозема осаждается боксит в глинах (ныне серицитовые породы) и не может образоваться опал, для которого недостает кремнезема, полностью связывающегося с глиноземом при образовании глин.

3. Считая наличие в «зонах минерализаторов (F, Cl, S, P, H<sub>2</sub>O), которые являются (якобы.— И. Д.) важным обстоятельством, намечающим участие пневматолитических агентов в генезисе минералов» (Логинов, 1951, стр. 55), автор почему-то не учитывает, что, например, сера и фосфор являются также типичными элементами осадочного процесса, а такой в данном случае отсутствующий минерализатор, как бор, является достаточно типичным (в виде турмалина) для вулканогенно-осадочных месторождений железа Алтая.

<sup>9</sup> Сейчас уже хорошо известны явления конвергенции в миграции вещества при термальном метаморфизме (очень незначительного) и гидротермальном привносе, что привело, в частности, Т. Н. Шадлун (1949) к правильному выводу о том, что вообще, а при изучении Уральских месторождений особенно, «ни в коем случае нельзя отрывать минералогическую точку зрения от общих геологических позиций. Невозможно изучать минералогию вне геологической обстановки» (стр. 70). Мы склонны думать, что В. П. Логинов недостаточно учел эти советы.

4. Отмечая, что «большинство минералов образует нормальные стыки друг с другом без признаков замещений одного минерала другим» (Логинов, 1951, стр. 63), автор вместо того, чтобы объяснить это динамотермальным метаморфизмом, почему-то приходит к выводу о каком-то непонятном «одновременном метасоматическом минералообразовании», которое, как известно, характеризуется последовательностью образования минералов, но эта последовательность, как пишет автор на стр. 97 (Логинов, 1951), «является совершенно необычной для парагенетических взаимоотношений минералов в алюмо-силицитах». Это тем более вероятно, что автор сам утверждает следующее: «Минералы, слагающие описанные породы, обнаруживают отчетливые следы регионального метаморфизма», которому они подвергались вместе со всей толщей вулканических пород (там же, стр. 32).

5. Автор утверждает также, что «...„гипогенные” галоидокислые растворы, метасоматически производившие нерудную минерализацию, были одновременно сульфидоносными и несли в своем составе весь комплекс металлогенных элементов, характерных для колчеданной руды соседних залежей» (там же, стр. 116).

Возникает вопрос, можно ли с этих позиций объяснить полное отсутствие в сплошных колчеданных рудах таких характерных для алюмо-силицитов минералов, как пиррофиллит (там же, стр. 117), рутил, сфен<sup>10</sup> и высокоглиноземные минералы. С точки зрения гидротермального привноса объяснить это очень трудно, особенно, если учесть, что «зоны» этих пород располагаются вблизи и параллельно телам колчеданов, как и на Салаире. Объяснить же это с позиции осадконакопления значительно легче. Видимо, осаждение глинозема и родственного ему титана в процессе колчеданного осадконакопления геохимически противопоказано.

6. С точки зрения первичноосадочного генезиса рассматриваемых пород становится понятнее результат «...интересных экспериментов, производившихся разными исследователями в разное время и при различном уровне лабораторной техники, при которых выявилось существенное однообразие химической среды, необходимой для искусственного гидротермального получения рассматриваемых минералов» и, добавим, однообразие, обычное в процессе осадконакопления.

7. Непонятно, почему автор считает рудоносными современные крутостоящие (отвесные) структуры, а не структуры эпохи формирования вулкано-осадочных толщ, синхроничных оруденению<sup>11</sup>, в соответствии с представлениями А. Н. Заварицкого, которые приняты автором. Очевидно, чтобы понять рудогенез эпохи вулканизма, эти структуры должны быть возвращены в их первоначальное пологое положение.

## **5. О ГЕНЕЗИСЕ АЛЮМО-СИЛИЦИТОВ РУДНЫХ ПОЛЕЙ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САЛАИРА И УРАЛА**

Таким образом, суммируя все изложенное выше, можно полагать, что в эпоху вулканизма как на Салаире, так и на Урале имело место интенсивное фумарольно-сульфатарное сернокислотное выветривание, вероятно, еще горячих вулканических пород, обеспечившее вынос в едином алюмо-кремнистом растворе больших масс кремнезема и глинозема<sup>12</sup> и осаждение их в виде глин.

<sup>10</sup> По мнению автора, это объясняется «полной подвижностью во время рудообразования даже титана» (стр. 118) (?).

<sup>11</sup> Речь идет о структурах вулкано-осадочных толщ, а не о структурах, сопровождающих их интрузивных комагматов, играющих, очевидно, подчиненную роль в локализации оруденения, как это известно и по другим районам.

<sup>12</sup> Фумарольно-сульфатарное сернокислотное выветривание имело место, вероятно, не только в верхних горизонтах вулканических построек, но и на значительных глубинах, откуда алюмо-кремнистые растворы выносились, в частности, вдоль даек альбитофиров (Логинов, 1951).



В отдельных участках глин, когда в растворе имелся избыток кремнезема против его содержаний в глинах, формировались кремнистые породы («вторичные кварциты») или линзы кварца, а в значительно более редких случаях при избытке глинозема — бокситы (высокоглиноземистые породы) <sup>13</sup>.

Таков наиболее вероятный процесс формирования «алюмо-силицитов». Важно отметить, что генетическое единство этого процесса увидел и В. П. Логинов (1951), в чем одно из главных достижений его весьма содержательной работы. Он писал: «Отсутствие резких видимых границ между различными разновидностями (кварциты, высокоглиноземистые породы и кварц-серицитовые сланцы.— И. Д.) метасоматически осветленных пород, наличие общих минералов в парагенезисах из смежных зон и связующая роль сквозных «минералов (пирита, рутила) указывают на генетическое единство минерального комплекса в целом» (стр. 73).

Характерной особенностью высокоглиноземистых пород колчеданных рудных полей Салаира и Урала является практически полное отсутствие в них железа, элемента столь характерного и обязательного для бокситов, связанных с корой выветривания.

По-видимому, это результат того, что «черты геохимии алюминия в областях активного вулканизма в корне отличны от тех, какие характеризуют историю этого элемента в областях осадочного бокситообразования» (Страхов, 1962) за счет наземных кор выветривания.

Действительно, как свидетельствует Н. М. Страхов, «давно известно, что в современных наземных вулканических комплексах весьма распространены «отбеленные зоны», а в них алунит, т. е. калиево-алюминиевый сульфат (с содержанием глинозема 37%.— И. Д.). Он встречается то в виде небольших минералогического значения включений, то в виде огромных промышленных накоплений в гидротермально измененных туфах и лавах, где ассоциирует часто с самородной серой» (стр. 9). Таким образом, в условиях наземного вулканизма глинозем мигрирует в сернокислом растворе и выпадает, видимо, отдельно с железом.

Состав взвесей, %  
(по К. К. Зеленову)

| Место взятия взвеси                       | SiO <sub>2</sub> | Ti <sub>2</sub> O | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | SO <sub>2</sub> |
|-------------------------------------------|------------------|-------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-----------------|
| Оз. Тихое                                 | 1,61             | 0,66              | 1,29                           | 56,73                          | 10,75 | 7,78            |
| Протока Лимонитового каскада              | 0,36             | Следы             | 0,55                           | 72,92                          | 4,06  | 5,14            |
| У устья р. Северный Чирип                 | 4,42             | Нет               | 9,82                           | 52,43                          | 1,32  | 1,32            |
| В желтой прибрежной зоне, в 50 м от устья | Нет              | Нет               | 24,17                          | 31,61                          | —     | —               |
| В голубой зоне, в 250 м от устья          | Нет              | Нет               | 32,40                          | 17,18                          | —     | —               |

Устойчивая тенденция разделиться у этих двух элементов, начавших совместную миграцию в сернокислых растворах, намечается при их миграции и в водной среде от первоисточника вулканической постройки в сторону моря. Эта тенденция хорошо видна из таблицы, где отделение глинозема и алюминия четко намечается уже на относительно коротком пути миграции в сторону от кальдеры вулкана Богдана Хмельницкого.

Отсутствие железа в породах с повышенной концентрацией глинозема (алуниты, диаспоро-корундовые породы), лежащих в так называемых

<sup>13</sup> Колчеданы формировались на площадях развития тех же глин, но уже за счет высококонцентрированных гидротермальных растворов, давших не литофильные концентрации, а металлические руды.

«зонах отбеливания», как-то, видимо, связано с процессом формирования в тех же зонах осадочных колчеданных руд, содержащих, как известно, до 40–45% железа.

Таким образом, в противоположность бокситам кор выветривания «гидротермально-осадочные бокситы» характерны практически полным отсутствием железа. В силу этого, в частности, они могут быть хорошим сырьем для получения силумина.

Вопрос о титане, элементе столь характерном для бокситов коры выветривания, в нашем случае недостаточно ясен.

Проверить правильность изложенных выше наших представлений о генезисе Уральских высокоглиноземистых пород можно было бы на основе детального анализа геологического строения района, что мы лишены возможности сделать. Геологический материал, приводимый в минералогическо-петрографической монографии В. П. Логинова, в этом отношении удовлетворить не может.

Близкое к этому состояние дел мы имеем и на Салаире, в отношении минералогенезиса менее детально изученном и притом также лишь с позиций гидротермального метасоматоза.

Итак:

1. Для геосинклинальных вулканогенных толщ каледонского и герцинского этапов тектонического развития Урало-Саянской геосинклинальной области характерен парагенез генетически связанных с вулканизмом железных, колчеданно-полиметаллических руд и бокситов<sup>14</sup>.

Судя по материалам Алтае-Саянской области, наиболее ярко этот парагенез проявился в эйфеле и в нижнем кембрии как в эндогенных, так и экзогенных фациях рудоотложения.

2. Предварительный анализ материалов по рудным полям некоторых месторождений Урало-Саянской области, генетически связанных с нижнекембрийским и среднепалеозойским вулканизмом, подтверждает вынос значительных масс глинозема и устанавливает качественно факт некоторой его концентрации в синхроничных осадках.

Однако с количественной точки зрения это еще не может подтвердить мнения о возможности прямой генетической связи промышленного бокситообразования с вулканизмом.

3. Рассмотренные данные по Салаиру и Уралу подтверждают точку зрения Н. М. Страхова о фиксировании подавляющей массы выносимого глинозема в осадке совместно с кремнеземом в виде глин (Дербилов, 1964; Дзюценидзе, 1965). Лишь в очень редких случаях в условиях избытка в растворе глинозема последний выпадает в осадок, видимо, самостоятельно. Поэтому для решения этой более трудной проблемы и для оценки перспектив прямого образования бокситов за счет выноса избыточного глинозема и его осаждения необходимо изучить условия, при которых этот избыток возможен, что, надо сказать, для сильнодислоцированных толщ сделать трудно.

4. Дальнейшие работы по изучению геосинклинальных бокситов в Алтае-Саянской области, связанных с вулканизмом, целесообразно вести, исходя из концепции А. С. Калугина (см. выше), начав их с составления на основе этой концепции палеогеографических и прогнозных карт.

5. Что касается концепции прямой генетической связи бокситообразования с вулканизмом (К. К. Зеленов) за счет выноса и осаждения (но уже избыточного) глинозема, то ее следует проверить путем: а) критического пересмотра геологического материала по рудным полям и районам колчеданных и железорудных месторождений; б) попутного сбора данных при проведении полевых работ на железные и колчеданные руды и при региональных геологических исследованиях вулканических толщ.

---

<sup>14</sup> С этим вулканизмом связаны концентрации и других полезных ископаемых. Характеристика этой связи в нашу задачу не входила.

6. Теория осадочного рудонакопления только за счет размыва региональных кор выветривания требует корректив как для литофильных (кремнезем, глинозем) так и для сидерофильных и халькофильных элементов.

Огромный вынос элементов при вулканических процессах и их субакватическое осадконакопление требует серьезного учета.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоус Н. Х. Геолого-генетические особенности экзогенных и осадочно-метаморфизованных железорудных проявлений Алтае-Саянской горной системы и ее обрамления. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 1, 1958.
- Белоус Н. Х., Клярковский В. М. Железорудные месторождения юга Красноярского края. «Полезн. ископ. Красноярского края», 1959.
- Бенеславский С. М. Минералогия бокситов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Дербинов И. В. Новоурское полиметаллическое месторождение Салаира. Мат-лы по геологии Зап.-сиб. края, вып. 42, 1937.
- Дербинов И. В. Новый Казский тип железорудных месторождений Горной Шории. Вест. Зап.-Сиб. геолог. упр., № 5, 1939.
- Дербинов И. В. О тектонических и палеогеографических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае. Тр. СНИИГГИМС, вып. 25. Госгеолтехиздат, 1962.
- Дербинов И. В. К проблеме генезиса железо-скарновых месторождений Зап. Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы). «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Тр. СНИИГГИМС, вып. 35, 1964.
- Дзюценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», 1965.
- Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.
- Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг. Сов. геология № 3, 1963.
- Иванов С. Н. Некоторые вопросы базальтоидной металлогении Урала. Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд. «Наука», 1964.
- Калугин А. С. Новые данные о перспективах Рудного Алтая по железным рудам. Тр. СНИИГГИМС, вып. 25, 1962.
- Лапин С. С. О зональном распределении окислов железа при образовании железорудных метасоматических тел по известнякам. Геология и геофизика. Изд. СО АН СССР, № 11, 1964.
- Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданского месторождения Средний Урал. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 68, сер. рудн. месторождений, № 15, 1951.
- Нагорский М. П. Генезис девонских бокситов Салаирского кряжа. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Наковник И. И. Новое в минералогии боксовых пород колчеданных залежей Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1943.
- Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. Сб. «Проблемы генезиса руд», Изд. «Недра», 1964.
- Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- Шадлун Т. Н. Некоторые замечания к статье Д. П. Григорьева Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. Зап. Всес. минер. о-ва, II серия, ч. 78, вып. 1, 1949.
- Штрейс Н. В. Стратиграфия и тектоника зеленокаменных пород Кировоградского района Свердловской области и особенности размещения в них залежей колчеданов. Изв. АН СССР. Серия геол. № 1, 1943.

Сибирский научно-исследовательский  
институт геологии, геофизики  
и минерального сырья  
Новосибирск

Дата поступления  
4.III.1966 г.

УДК 553.311(471.323)

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ  
НА ФАЦИАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ  
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ  
КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ**

*Н. А. ПЛАКСЕНКО, И. К. КОВАЛЬ*

**1. ФАЦИАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ  
ФОРМАЦИИ ПО ОСНОВНЫМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИМ ЭЛЕМЕНТАМ**

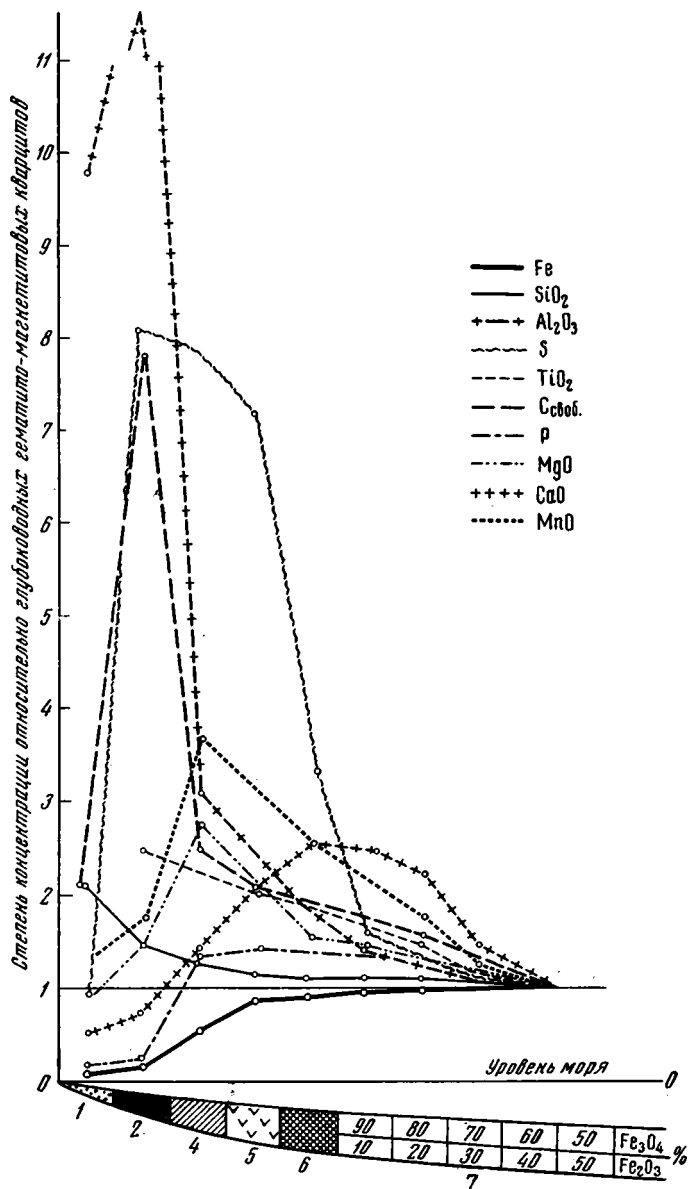
В нормальном разрезе железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА установлено вполне закономерное чередование определенных типов метаморфических пород, позволившее реставрировать соответствующие им первичные осадочные фации и фациальный профиль формации в целом (Плаксенко, 1964). Последний изображен на фиг. 1. Геохимическая характеристика главных фациальных типов пород формации (по основным элементам) приведена в табл. 1.

Анализ данных таблицы 1 и фиг. 1 позволяет констатировать наличие отчетливых связей между литологическими типами пород, их положением на фациальном профиле формации и их геохимическими особенностями.

Вполне однородная направленность в распределении на всем протяжении фациального профиля формации сохраняется лишь для железа и кремнезема. Содержание первого закономерно возрастает, а второго убывает от наиболее грубозернистых терригенных безрудных прибрежных образований к наиболее глубоководным хемогенным железисто-кремнистым породам.

Распределение всех остальных компонентов резко различно в пределах областей развития безрудных и железорудных фаций. В первых наблюдается общее увеличение содержаний всех компонентов с переходом ко все более отдаленным от берега пелитовым фациям сланцев и безрудных кварцитов (кремнистых илов), а во второй — их закономерное падение от закисно-окисной карбонат-силикат-железистой фации к окисной гематитовой фации. При этом на пелагической половине рудного отрезка фациального профиля формации сглаженно-упорядоченное распределение всех химических компонентов тесно связано с соотношением магнетита и гематита в железистых кварцитах.

Закономерная связь между литологическим составом пород, изменением их геохимических особенностей, степенью восстановленности соединений железа (определяемой насыщенностью осадков органическими веществами), с одной стороны, и их положением на фациальном профиле, с другой — несомненно свидетельствует об исключительной роли первичных процессов седиментации в формировании современного геохимического облика пород формации, об унаследованности последнего от первичных осадков.



Фиг. 1. Геохимический облик фациального профиля желе-  
зисто-кремнисто-сланцевой формации КМА по основным  
элементам

**Безрудные фации:** 1 — аркозовые метапесчаники, безрудные бласто-  
псаммитовые кварциты; 2 — глинистые сланцы, филлиты, кристалли-  
ческие сланцы; 4 — безрудные и малорудные силикатно-карбонат-  
ные кварциты.

**Железорудные фации:** 5 — силикатно-магнетитовая (куммингтонит-  
магнетитовые кварциты); 6 — магнетитовая (доломит-магнетитовые  
кварциты); 7 — гематитовая (гематит-магнетитовые и магнетит-ге-  
матитовые кварциты). Концентрация компонентов в наиболее  
богатых гематитом кварцитах принята за 1.

**Распределение химических компонентов в породах железисто-кремнисто-сланцевой формации**  
(средние содержания)

| Компоненты                                       | Безрудные кварциты и метапечаники | Подстилающие сланцы | Магнетит-карбонатные руды с сульфидами | Железистые кварциты    |                           |                      |                         |        |        |        |
|--------------------------------------------------|-----------------------------------|---------------------|----------------------------------------|------------------------|---------------------------|----------------------|-------------------------|--------|--------|--------|
|                                                  |                                   |                     |                                        | безрудные и малорудные | магнетитовые              |                      | гематит-магнетитовые ** |        |        |        |
|                                                  |                                   |                     |                                        |                        | кумин-гтонит-магнетитовые | доломит-магнетитовые | 90                      | 80     | 70     | 60     |
|                                                  |                                   |                     |                                        |                        |                           |                      | 10                      | 20     | 30     | 40     |
| Fe <sub>общ.</sub>                               | Не вычислены                      | Не вычислены        | 40,76                                  | 28,10                  | 33,62                     | 33,55                | 35,62                   | 35,75  | 36,37  | 36,92  |
| Fe <sub>рудн.</sub>                              | 2,78                              | 4,75                | 36,30                                  | 18,82                  | 30,81                     | 31,80                | 34,20                   | 34,65  | 35,45  | 36,10  |
| Fe <sub>силик.</sub>                             | Не вычислены                      | Не вычислены        | 4,46                                   | 9,28                   | 2,81                      | 1,75                 | 1,42                    | 1,10   | 0,92   | 0,82   |
| SiO <sub>2</sub>                                 | 80,96                             | 56,83               | 6,97                                   | 49,03                  | 44,76                     | 42,28                | 42,19                   | 41,53  | 40,34  | 39,20  |
| Молек. кол. SiO <sub>2</sub>                     |                                   |                     |                                        |                        |                           |                      |                         |        |        |        |
| Молек. кол. Fe рудн.                             | 26,1                              | 11,3                | 0,17                                   | 2,42                   | 1,35                      | 1,22                 | 1,15                    | 1,11   | 1,07   | 1,02   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | 2,07                              | 2,80                | 18,44                                  | 15,14                  | 27,07                     | 31,48                | 34,82                   | 36,76  | 39,17  | 41,71  |
| FeO                                              | 2,00                              | 3,90                | 30,14                                  | 20,61                  | 18,80                     | 13,92                | 13,50                   | 12,20  | 10,91  | 9,50   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :FeO              | 1,03                              | 0,72                | 0,62                                   | 0,73                   | 1,44                      | 2,26                 | 2,58                    | 3,00   | 3,6    | 4,0    |
| KI <sub>c</sub> Fe                               | 0,54                              | 0,93                | 7,1                                    | 3,7                    | 6,0                       | 6,2                  | 6,7                     | 6,8    | 6,95   | 7,1    |
| KI <sub>c</sub> Si                               | 1,3                               | 0,96                | 0,11                                   | 0,81                   | 0,75                      | 0,72                 | 0,71                    | 0,69   | 0,68   | 0,66   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | 7,74                              | 19,43               | 2,38                                   | 2,45                   | 1,79                      | 1,41                 | 1,08                    | 0,97   | 0,81   | 0,79   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub> | 0,09                              | 0,34                | 0,34                                   | 0,05                   | 0,04                      | 0,038                | 0,025                   | 0,023  | 0,020  | 0,019  |
| TiO <sub>2</sub>                                 | 0,17                              | 0,63                | 0,21                                   | 0,20                   | 0,16                      | 0,15                 | 0,14                    | 0,12   | 0,090  | 0,08   |
| KI <sub>c</sub> Al                               | 0,46                              | 1,15                | 0,14                                   | 0,14                   | 0,109                     | 0,084                | 0,065                   | 0,58   | 0,050  | 0,047  |
| KI <sub>c</sub> Ti                               | 0,17                              | 0,61                | 0,20                                   | 0,20                   | 0,15                      | 0,147                | 0,13                    | 0,11   | 0,09   | 0,08   |
| TiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,02                              | 0,03                | 0,09                                   | 0,08                   | 0,089                     | 0,11                 | 0,13                    | 0,12   | 0,12   | 0,10   |
| KI <sub>c</sub> Ti:KI <sub>c</sub> Al            | 0,35                              | 0,52                | 1,42                                   | 1,42                   | 1,40                      | 1,75                 | 2,0                     | 1,90   | 1,8    | 1,5    |
| MnO                                              | 0,03                              | 0,041               | 0,81                                   | 0,135                  | 0,07                      | 0,06                 | 0,05                    | 0,042  | 0,029  | 0,024  |
| KI <sub>c</sub> Mn                               | 0,26                              | 0,34                | 7,0                                    | 1,0                    | 0,55                      | 0,50                 | 0,44                    | 0,33   | 0,24   | 0,18   |
| Mn                                               |                                   |                     |                                        |                        |                           |                      |                         |        |        |        |
| Fe                                               | 0,0082                            | 0,0065              | 0,0170                                 | 0,0035                 | 0,0010                    | 0,0014               | 0,0011                  | 0,0009 | 0,0006 | 0,0005 |
| CaO                                              | 0,41                              | 0,59                | 1,37                                   | 2,20                   | 1,82                      | 2,26                 | 2,23                    | 2,02   | 1,98   | 1,30   |
| KI <sub>c</sub> Ca                               | 0,08                              | 0,12                | 0,27                                   | 0,44                   | 0,36                      | 0,44                 | 0,44                    | 0,40   | 0,39   | 0,26   |
| MgO                                              | 1,48                              | 2,30                | 8,32                                   | 4,23                   | 2,57                      | 2,48                 | 2,35                    | 2,10   | 1,90   | 1,65   |
| KI <sub>c</sub> Mg                               | 2,38                              | 2,68                | 2,33                                   | 1,07                   | 0,71                      | 0,69                 | 0,66                    | 0,59   | 0,52   | 0,46   |

## II. ФАЦИАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ ПО ЭЛЕМЕНТАМ-ПРИМЕСЯМ

### I. Комплексы элементов-примесей в основных фациальных типах пород формации

|                                |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| CaO:MgO                        | 0,27   | 0,25   | 0,16   | 0,52   | 0,70   | 0,9    | 0,9    | 0,071  | 0,9    | 1,0    | 0,8    |
| P                              | 0,008  | 0,040  | 0,14   | 0,07   | 0,075  | 0,074  | 0,071  | 0,069  | 0,069  | 0,062  | 0,054  |
| K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> | 0,1    | 0,5    | 1,75   | 0,87   | 0,94   | 0,92   | 0,89   | 0,86   | 0,86   | 0,77   | 0,67   |
| S                              | 0,04   | 0,34   | 5,80   | 0,33   | 0,30   | 0,48   | 0,067  | 0,056  | 0,056  | 0,045  | 0,042  |
| K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> | 0,8    | 6,8    | 16,0   | 6,6    | 6,0    | 2,96   | 1,34   | 1,12   | 1,12   | 0,90   | 0,84   |
| P:Fe <sub>p</sub>              | 0,0028 | 0,0080 | 0,0040 | 0,0037 | 0,0024 | 0,0023 | 0,0021 | 0,0019 | 0,0019 | 0,0017 | 0,0015 |
| C <sub>своб.</sub>             | —      | 0,447  | 0,82   | 0,19   | 0,14   | 0,099  | 0,087  | 0,087  | 0,087  | 0,061  | —      |

\* K<sub>2</sub> — кларки концентрации, вычисленные по кларкам А. П. Виноградова (1949)

\*\* Относительное количество (%): числитель — магнетит, знаменатель — гематит.

В составе железисто-кремнистых пород (железистых кварцитов) и сланцев присутствует большая группа элементов, содержания которых измеряются обычно тысячными и десятками тысячными долями процентов, редко достигая сотых долей.

Наиболее распространены из них и почти постоянно присутствуют: Mn, Ti, V, Ge, Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba, Zr. Менее распространенными являются Ag, Mo, Co, Pb, Be, еще реже встречаются другие элементы.

Распределение элементов-примесей в породах на фациальном профиле формации закономерно (Плаксенко, Коваль, 1965). Как видно из табл. 2, содержания всех элементов снижаются от сланцев к железистым кварцитам, а в последних по мере обогащения их гематитом.

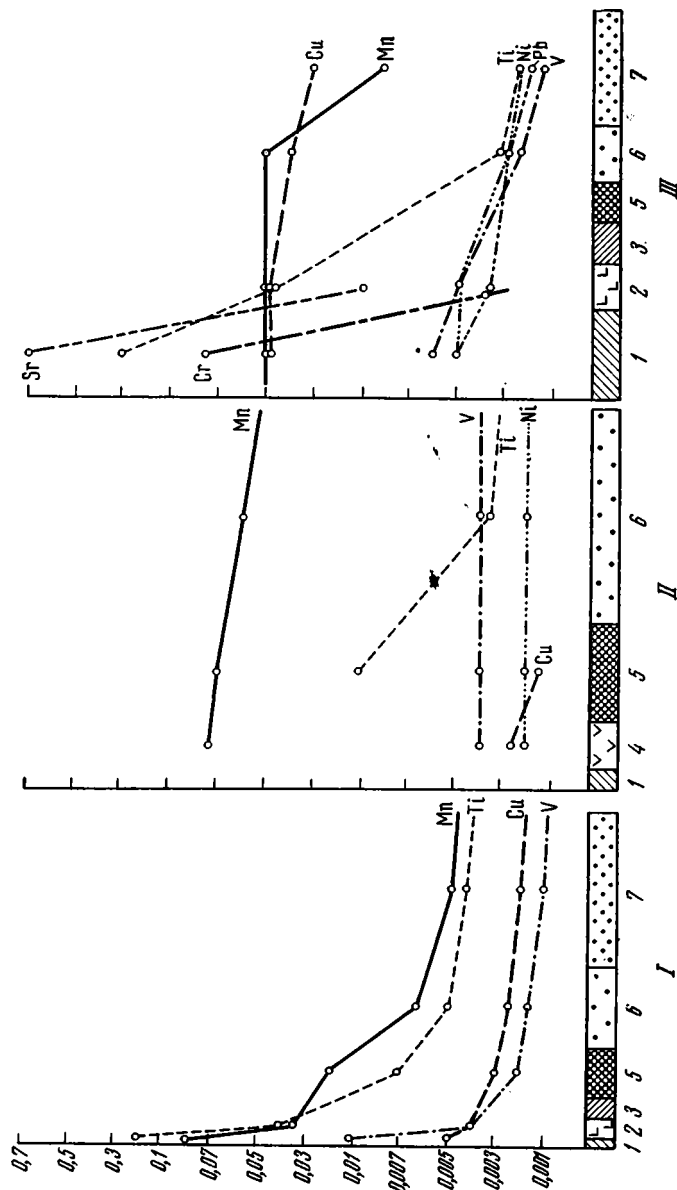
На фиг. 2, изображающей распределения элементов-примесей в породах в нормальном разрезе трансгрессивного полуцикла толщи железистых кварцитов ряда месторождений КМА видно, что падение содержания элементов наиболее контрастно на отрезке фаций сланцев и безрудных кварцитов. На участке же фациального профиля, соответствующего рудным фациям, это падение плавное, т. е. мы имеем полную аналогию между типами распределения на фациальном профиле формации основных элементов и элементов-примесей.

Важно заметить, что падение концентраций элементов в породах, занимающих все более глубоководное положение на фациальном профиле идет параллельно с уменьшением количества глинистого пелитового материала в их составе и увеличением роли коллоидов железа и кремния.

### 2. Комплексы элементов-примесей в основных породообразующих минералах железисто-кремнистых пород

По характеру распределения между главными породообразующими минералами железисто-кремнистых пород элементы-примеси могут быть объединены в следующие три группы:

а) элементы, присутствующие только в рудных минералах. К ним относятся V, Ni, Ge, Cr, Mo, Co;



Фиг. 2. Геохимический облик фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА по элементам-примесям  
 I — сланцы; 2 — кварциты безрудные; 3 — кварциты малорудные; 4 — кварциты силикатно-магнетитовые; 5 — кварциты магнетитовые (доломит-магнетитовые); 6 — кварциты железослюдковос-магнетитовые; 7 — кварциты магнетит-железослюдковые  
 Месторождения: I — Яковлевское, II — Жигаевское, III — Ново-Ягтинское

б) элементы, присутствующие только в кварце Sr, Zr, Ag;

в) элементы, не имеющие резкой избирательной способности между рудными минералами и кварцем, но больше концентрирующиеся в первых. К ним относятся Mn, Cu, Zn, Ti и лишь Ba, присутствующий в кварце и гематите, в большей степени концентрируется в первом.

В рудных минералах элементы-примеси распределены также неравномерно. Только в магнетите присутствуют Mo, Co, Cr (присутствие первых двух элементов устанавливается редко). Mn, V и Ni в больших количествах содержатся в магнетите и в меньших — в гематите. Cu и Zn в магнетите и в гематите концентрируются обычно одинаково, обнаруживая незначительные повышения содержаний то в первом, то во втором минерале. Ti имеет наиболее высокие содержания в гематите по



Таблица 2

**Распределение элементов-примесей (%) в различных фациальных типах пород железисто-кремнисто-сланцевой формации**

| Элементы | Месторождения  | Типы пород |                              |                               |                                             |                                 |                                                                                        |                                               |
|----------|----------------|------------|------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|
|          |                | сланцы     | квар-<br>циты без-<br>рудные | квар-<br>циты мало-<br>рудные | кварциты<br>силикатно-<br>магнетито-<br>вые | квар-<br>циты магне-<br>титовые | кварциты же-<br>лезнослудково-<br>магнетитовые<br>и магнетит-<br>железнослудко-<br>вые | квар-<br>циты желе-<br>зно-<br>слудко-<br>вые |
| Титан    | Яковлевское    | 0,17       | 0,04                         | —                             | —                                           | 0,007                           | 0,005                                                                                  | 0,0045                                        |
|          | Жигаевское     | —          | —                            | —                             | 0,005                                       | 0,01                            | 0,0035                                                                                 | —                                             |
|          | Курбакинское   | —          | —                            | 0,0155                        | —                                           | 0,003                           | 0,003                                                                                  | —                                             |
|          | Ново-Ялтинское | 0,3        | 0,05                         | —                             | —                                           | —                               | 0,0025                                                                                 | 0,0025                                        |
| Марганец | Яковлевское    | 0,086      | 0,035                        | —                             | —                                           | 0,01                            | 0,006                                                                                  | 0,005                                         |
|          | Жигаевское     | —          | —                            | —                             | 0,073                                       | 0,072                           | 0,062                                                                                  | —                                             |
|          | Курбакинское   | —          | —                            | 0,07                          | —                                           | 0,033                           | 0,034                                                                                  | —                                             |
|          | Ново-Ялтинское | 0,05       | 0,05                         | —                             | —                                           | —                               | 0,065                                                                                  | 0,008                                         |
| Ванадий  | Яковлевское    | 0,011      | 0,004                        | —                             | —                                           | 0,002                           | 0,0013                                                                                 | 0,001                                         |
|          | Жигаевское     | —          | —                            | —                             | 0,0038                                      | 0,0038                          | 0,0038                                                                                 | —                                             |
|          | Курбакинское   | —          | —                            | 0,0018                        | —                                           | 0,0013                          | 0,0017                                                                                 | —                                             |
|          | Ново-Ялтинское | 0,006      | 0,0008                       | —                             | —                                           | —                               | 0,0025                                                                                 | 0,0015                                        |
| Медь     | Яковлевское    | 0,0083     | 0,0069                       | —                             | —                                           | 0,0055                          | 0,0047                                                                                 | 0,004                                         |
|          | Жигаевское     | —          | —                            | —                             | 0,0024                                      | 0,002                           | 0,002                                                                                  | —                                             |
|          | Курбакинское   | —          | —                            | 0,0036                        | —                                           | 0,0048                          | 0,0043                                                                                 | —                                             |
|          | Ново-Ялтинское | 0,05       | 0,05                         | —                             | —                                           | —                               | 0,025                                                                                  | —                                             |
| Никель   | Жигаевское     | —          | —                            | —                             | 0,002                                       | 0,002                           | 0,002                                                                                  | —                                             |
|          | Курбакинское   | —          | —                            | 0,0046                        | —                                           | 0,0022                          | 0,002                                                                                  | —                                             |
|          | Ново-Ялтинское | 0,005      | 0,005                        | —                             | —                                           | —                               | 0,0025                                                                                 | 0,0025                                        |

Примечание. Прочерки означают отсутствие анализов по данным типам пород соответствующего месторождения.

Таблица 3

**Распределение и степень относительной концентрации элементов-примесей в главных породообразующих минералах железисто-кремнистых пород**

| Минералы | Mn    | V     | Ni    | Cu | Zn | Ge    | Ti    |
|----------|-------|-------|-------|----|----|-------|-------|
| Магнетит | +++++ | +++++ | +++++ | +  | +  | +++++ | ++++  |
| Гематит  | ++++  | ++++  | ++++  | +  | +  | ++++  | +++++ |
| Кварц    | ++    | —     | —     | ++ | ++ | —     | ++—   |

| Минералы | Cr    | Mo    | Co    | Sr    | Ba    | Zr    | Ag    |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Магнетит | +++++ | +++++ | +++++ | —     | —     | —     | —     |
| Гематит  | —     | —     | —     | —     | ++++  | —     | —     |
| Кварц    | —     | —     | —     | +++++ | +++++ | +++++ | +++++ |

Примечания. По концентрации данного элемента минерал занимает место: ++++ первое; +++ второе; ++ третье; + в данных минералах элемент концентрируется одинаково; +- по концентрации данного элемента минерал обычно занимает третье место, но иногда перемещается на второе; — в данном минерале элемент отсутствует.

сравнению с магнетитом. Иногда на второе место по содержанию Ti перемещается кварц (табл. 3).

Величины средних абсолютных содержаний элементов-примесей в породообразующих минералах ряда месторождений приведены в табл. 4.

## Средние содержания элементов-примесей в главных породообразующих минералах железисто-кремнистых пород

| Элементы | Месторождения  | Минералы                            |                                     |          |
|----------|----------------|-------------------------------------|-------------------------------------|----------|
|          |                | магнетит                            | гематит                             | кварц    |
| Титан    | Яковлевское    | 0,0056                              | 0,021                               | 0,01     |
|          | Жигаевское     | 0,0019                              | 0,0028                              | 0,0024   |
|          | Михайловское   | 0,003                               | 0,0055                              | 0,004    |
|          | Ново-Ялтинское | 0,0048                              | Нет проб                            | Нет проб |
|          | Лебеди         | 0,006                               | » »                                 | 0,006    |
|          | Коробково      | 0,04                                | » »                                 | 0,056    |
| Марганец | Яковлевское    | 0,025                               | 0,02                                | 0,003    |
|          | Жигаевское     | 0,018                               | 0,016                               | 0,005    |
|          | Михайловское   | 0,04                                | 0,032                               | 0,04     |
|          | Ново-Ялтинское | 0,35                                | Нет проб                            | Нет проб |
|          | Лебеди         | 0,025                               | » »                                 | 0,025    |
|          | Коробково      | 0,007                               | » »                                 | 0,006    |
| Ванадий  | Яковлевское    | 0,004                               | 0,0036                              | —        |
|          | Жигаевское     | 0,0012                              | 0,0018                              | —        |
|          | Михайловское   | 0,0037                              | 0,0015                              | —        |
|          | Ново-Ялтинское | 0,005                               | Нет проб                            | —        |
|          | Лебеди         | 0,0012                              | » »                                 | —        |
|          | Коробково      | 0,005                               | » »                                 | —        |
| Медь     | Яковлевское    | 0,017                               | 0,007                               | 0,004    |
|          | Жигаевское     | 0,006                               | 0,008                               | 0,0027   |
|          | Михайловское   | 0,06                                | 0,017                               | 0,012    |
|          | Ново-Ялтинское | 0,07                                | Нет проб                            | Нет проб |
|          | Лебеди         | 0,004                               | » »                                 | 0,023    |
|          | Коробково      | 0,011                               | » »                                 | 0,013    |
| Германий | Яковлевское    | 0,0012                              | 0,001                               | —        |
|          | Жигаевское     | 0,0005                              | 0,0005                              | —        |
|          | Михайловское   | 0,0012                              | 0,0005                              | —        |
|          | Ново-Ялтинское | 0,0007                              | Нет проб                            | —        |
|          | Лебеди         | 0,0008                              | » »                                 | —        |
|          |                |                                     |                                     |          |
| Никель   | Яковлевское    | 0,005                               | —                                   | —        |
|          | Жигаевское     | 0,0021                              | 0,0021                              | —        |
|          | Михайловское   | 0,0025                              | 0,0025                              | —        |
|          | Ново-Ялтинское | 0,025                               | Нет проб                            | —        |
|          | Лебеди         | 0,003                               | » »                                 | —        |
|          | Коробково      | 0,003                               | » »                                 | —        |
| Стронций | Яковлевское    | На пределе чувствительности анализа | На пределе чувствительности анализа | 0,0055   |
|          | Жигаевское     |                                     |                                     | 0,0066   |
|          | Михайловское   |                                     |                                     | 0,007    |
|          | Лебеди         |                                     |                                     | 0,0035   |
|          | Коробково      |                                     |                                     | 0,003    |
| Цирконий | Яковлевское    | —                                   | —                                   | 0,005    |
|          | Лебеди         | —                                   | Нет проб                            | 0,005    |
|          | Коробково      | —                                   | » »                                 | 0,0055   |

В магнетите и кварце (реже в гематите) присутствует примесь Al соответственно в сотых и десятых долях процента.

Рассмотренные материалы позволяют полагать, что наблюдающаяся избирательная концентрация одних элементов в рудных минералах, а других в кварце является следствием избирательной сорбции их гелиями гидратов окислов железа и кремнезема в процессе коагуляции и седиментации. Это же обстоятельство, видимо, играло определенную роль и в возникновении преимущественных концентраций некоторых элементов в каком-либо из рудных минералов.

**Распределение элементов-примесей в магнетите из различных фациальных типов  
железисто-кремнистых пород**

| Элементы | Месторождения  | Типы пород |                                 |                                  |                                             |                                    |                                                                                            |                                                 |
|----------|----------------|------------|---------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
|          |                | сланцы     | квар-<br>циты<br>без-<br>рудные | квар-<br>циты<br>мало-<br>рудные | кварциты<br>силикатно-<br>магнетито-<br>вые | квар-<br>циты<br>магне-<br>титовые | кварциты же-<br>лезнослюдко-<br>во-магнетито-<br>вые и магне-<br>тит-железно-<br>слюдковые | квар-<br>циты<br>желез-<br>но<br>слюд-<br>ковые |
| Титан    | Яковлевское    | 0,07       | 0,01                            | —                                | —                                           | 0,006                              | 0,004                                                                                      | 0,003                                           |
|          | Жигаевское     | —          | —                               | —                                | 0,002                                       | 0,002                              | 0,0017                                                                                     | —                                               |
|          | Михайловское   | 0,025      | 0,005                           | 0,002                            | —                                           | 0,002                              | —                                                                                          | —                                               |
|          | Ново-Ялтинское | —          | 0,01                            | —                                | —                                           | —                                  | 0,003                                                                                      | 0,0015                                          |
|          | Лебеди         | 0,012      | —                               | —                                | 0,01                                        | 0,003                              | —                                                                                          | —                                               |
|          | Коробково      | —          | 0,18                            | —                                | 0,02                                        | 0,008                              | 0,005                                                                                      | 0,003                                           |
| Марганец | Яковлевское    | 0,2        | 0,04                            | —                                | —                                           | 0,022                              | 0,022                                                                                      | 0,016                                           |
|          | Жигаевское     | —          | —                               | —                                | 0,026                                       | 0,022                              | 0,008                                                                                      | —                                               |
|          | Михайловское   | 0,7        | 0,6                             | 0,06                             | —                                           | 0,02                               | —                                                                                          | —                                               |
|          | Ново-Ялтинское | —          | 0,8                             | —                                | —                                           | —                                  | 0,5                                                                                        | 0,2                                             |
|          | Лебеди         | 0,035      | —                               | —                                | 0,027                                       | 0,022                              | —                                                                                          | —                                               |
|          | Коробково      | —          | 0,012                           | —                                | 0,007                                       | 0,009                              | 0,006                                                                                      | 0,005                                           |
| Ванадий  | Яковлевское    | 0,005      | 0,005                           | —                                | —                                           | 0,0041                             | 0,0036                                                                                     | 0,0032                                          |
|          | Жигаевское     | —          | —                               | —                                | 0,0014                                      | 0,0014                             | 0,0008                                                                                     | —                                               |
|          | Михайловское   | 0,011      | 0,01                            | 0,004                            | —                                           | 0,0035                             | —                                                                                          | —                                               |
|          | Ново-Ялтинское | —          | 0,005                           | —                                | —                                           | —                                  | 0,005                                                                                      | 0,003                                           |
|          | Лебеди         | 0,0016     | —                               | —                                | 0,002                                       | 0,0016                             | —                                                                                          | —                                               |
|          | Коробково      | —          | 0,007                           | —                                | 0,005                                       | 0,006                              | 0,005                                                                                      | 0,005                                           |
| Медь     | Яковлевское    | 0,07       | 0,034                           | —                                | —                                           | 0,022                              | 0,017                                                                                      | 0,013                                           |
|          | Жигаевское     | —          | —                               | —                                | 0,005                                       | 0,012                              | 0,0017                                                                                     | —                                               |
|          | Михайловское   | 0,12       | 0,1                             | 0,016                            | 0,01                                        | —                                  | —                                                                                          | —                                               |
|          | Ново-Ялтинское | 0,1        | 0,1                             | —                                | —                                           | —                                  | 0,08                                                                                       | 0,05                                            |
|          | Лебеди         | 0,11       | —                               | —                                | 0,004                                       | 0,0006                             | —                                                                                          | —                                               |
|          | Коробково      | —          | 0,08                            | —                                | 0,01                                        | 0,02                               | 0,008                                                                                      | 0,007                                           |
| Германий | Яковлевское    | —          | 0,0023                          | —                                | —                                           | 0,0023                             | 0,001                                                                                      | 0,0004                                          |
|          | Жигаевское     | —          | —                               | —                                | 0,0005                                      | 0,0005                             | 0,0005                                                                                     | —                                               |
|          | Михайловское   | 0,00053    | 0,0005                          | 0,0018                           | —                                           | 0,00065                            | —                                                                                          | —                                               |
|          | Ново-Ялтинское | 0,0008     | 0,0005                          | —                                | —                                           | —                                  | 0,001                                                                                      | 0,0005                                          |
|          | Лебеди         | 0,0005     | —                               | —                                | 0,0012                                      | 0,0005                             | —                                                                                          | —                                               |
| Никель   | Яковлевское    | 0,03       | 0,01                            | —                                | —                                           | 0,006                              | 0,005                                                                                      | 0,004                                           |
|          | Жигаевское     | —          | —                               | —                                | 0,0025                                      | 0,002                              | 0,002                                                                                      | —                                               |
|          | Михайловское   | 0,1        | 0,15                            | 0,0025                           | —                                           | 0,0025                             | —                                                                                          | —                                               |
|          | Ново-Ялтинское | —          | 0,1                             | —                                | —                                           | —                                  | 0,025                                                                                      | —                                               |
|          | Лебеди         | 0,18       | —                               | —                                | 0,003                                       | 0,003                              | —                                                                                          | —                                               |
|          | Коробково      | —          | 0,004                           | —                                | —                                           | —                                  | 0,003                                                                                      | 0,003                                           |
| Хром     | Ново-Ялтинское | —          | 0,3                             | —                                | —                                           | —                                  | 0,065                                                                                      | 0,0025                                          |
|          | Михайловское   | 0,3        | 0,3                             | —                                | —                                           | —                                  | —                                                                                          | —                                               |

Примечания. Хром на других месторождениях обнаружен не во всех пробах. Прочерки означают отсутствие анализов по данным типам пород соответствующих месторождений.

Наряду с этим возникновение преимущественной концентрации некоторых элементов (Mn, V, Ni и Ge) в магнетите могло быть обусловлено образованием его из несколько раньше коагулировавших и осажденных коллоидов гидроокисей железной взвеси, более обогащенных органическим веществом и коллоидами глинистых минералов (в магнетите больше алюминия, а в его прослойках больше слюд). Вследствие этого ими

Распределение элементов-примесей в гематите из различных фациальных типов железисто-кремнистых пород

| Элементы | Месторождения | Типы пород          |                                 |                       |                                                                 |                          |
|----------|---------------|---------------------|---------------------------------|-----------------------|-----------------------------------------------------------------|--------------------------|
|          |               | кварциты малорудные | кварциты силикатно-магнетитовые | кварциты магнетитовые | кварциты железослюдково-магнетитовые и магнетит-железослюдковые | кварциты железослюдковые |
| Титан    | Яковлевское   | 0,048               | —                               | 0,013                 | 0,013                                                           | 0,01                     |
|          | Жигаевское    | —                   | 0,0034                          | 0,003                 | 0,002                                                           | —                        |
|          | Михайловское  | 0,012               | —                               | 0,005                 | —                                                               | —                        |
| Марганец | Яковлевское   | 0,067               | —                               | 0,012                 | 0,005                                                           | 0,003                    |
|          | Жигаевское    | —                   | 0,025                           | 0,02                  | 0,005                                                           | —                        |
|          | Михайловское  | 0,04                | —                               | 0,025                 | —                                                               | —                        |
| Ванадий  | Яковлевское   | 0,004               | —                               | 0,0037                | 0,003                                                           | 0,0031                   |
|          | Жигаевское    | —                   | 0,002                           | 0,002                 | 0,0015                                                          | —                        |
|          | Михайловское  | 0,006               | —                               | 0,0015                | —                                                               | —                        |
| Медь     | Яковлевское   | 0,04                | —                               | 0,003                 | 0,01                                                            | 0,011                    |
|          | Жигаевское    | —                   | 0,006                           | 0,015                 | 0,0035                                                          | —                        |
|          | Михайловское  | 0,01                | —                               | 0,025                 | —                                                               | —                        |
| Германий | Яковлевское   | 0,0014              | —                               | 0,0015                | 0,001                                                           | 0,0007                   |
|          | Жигаевское    | —                   | 0,0005                          | 0,0006                | 0,0005                                                          | —                        |
|          | Михайловское  | 0,002               | —                               | 0,0005                | —                                                               | —                        |
| Никель   | Жигаевское    | —                   | 0,0025                          | 0,002                 | 0,002                                                           | —                        |
|          | Михайловское  | 0,003               | —                               | 0,0025                | —                                                               | —                        |

Примечание. Прочерки означают отсутствие анализов по данным типам пород соответствующих месторождений.

была сорбирована основная масса микроэлементов, а на долю позднее коагулировавших коллоидов железа будущего гематита их оставалось значительно меньше. С этим же, вероятно, может быть связана концентрация только в магнетите хрома, молибдена и кобальта.

Определенная роль здесь, несомненно, принадлежала и геохимическим связям элементов с близкими радиусами ионов (в магнетите:  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Ge}$ ;  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Cr}$ ; в гематите:  $\text{Fe}^{3+}$  0,67 Å и  $\text{Ti}^{4+}$  0,64 Å).

Для элементов, присутствующих и в рудных минералах, и в кварце, видимо решающим фактором распределения являлись условия среды, соответствующие положению минерала-адсорбента на фациальном профиле формации, а не тип минерала. Впрочем, далее будет показано, что и при избирательной концентрации элемента в данном минерале его содержание изменяется в зависимости от положения минерала на фациальном профиле.

### 3. Распределение элементов-примесей в основных породообразующих минералах на фациальном профиле формации

Изучение показало, что содержание элементов-примесей в основных породообразующих минералах не остается постоянным, но закономерно изменяется в зависимости от того, в какой части фациального профиля формации возникал исходный осадок.

В таблицах 5, 6, 7 отражено изменение содержаний элементов-примесей в магнетите, гематите и кварце, выделенных из различных фациальных типов железисто-кремнистых пород ряда месторождений КМА. Данные этих таблиц обобщены на фиг. 3.

Распределение элементов-примесей в кварце из различных фациальных типов железисто-кремнистых пород

| Элементы | Месторождения | Типы пород |                    |                     |                                 |                       |                                                                 |                          |
|----------|---------------|------------|--------------------|---------------------|---------------------------------|-----------------------|-----------------------------------------------------------------|--------------------------|
|          |               | сланцы     | кварциты безрудные | кварциты малорудные | кварциты силикатно-магнетитовые | кварциты магнетитовые | кварциты железослюдково-магнетитовые и магнетит-железослюдковые | кварциты железослюдковые |
| Титан    | Яковлевское   | 0,18       | 0,014              | —                   | —                               | 0,012                 | 0,005                                                           | 0,007                    |
|          | Жигаевское    | —          | —                  | —                   | 0,003                           | 0,003                 | 0,0025                                                          | —                        |
|          | Михайловское  | —          | —                  | 0,0059              | —                               | 0,005                 | —                                                               | —                        |
|          | Лебеди        | 0,2        | —                  | —                   | 0,01                            | 0,002                 | —                                                               | —                        |
|          | Коробково     | —          | 0,12               | —                   | 0,1                             | 0,03                  | 0,02                                                            | 0,01                     |
| Марганец | Яковлевское   | 0,009      | 0,007              | —                   | —                               | 0,0035                | 0,0017                                                          | 0,002                    |
|          | Жигаевское    | —          | —                  | —                   | 0,006                           | 0,006                 | 0,0035                                                          | —                        |
|          | Михайловское  | —          | —                  | 0,08                | —                               | 0,04                  | —                                                               | —                        |
|          | Лебеди        | 0,027      | —                  | —                   | 0,02                            | 0,03                  | —                                                               | —                        |
|          | Коробково     | —          | 0,05               | —                   | 0,01                            | 0,006                 | 0,005                                                           | 0,003                    |
| Медь     | Яковлевское   | 0,05       | 0,0025             | —                   | —                               | 0,004                 | 0,0044                                                          | 0,006                    |
|          | Жигаевское    | —          | —                  | —                   | 0,003                           | 0,003                 | 0,0025                                                          | —                        |
|          | Михайловское  | —          | —                  | 0,03                | 0,026                           | 0,02                  | —                                                               | —                        |
|          | Лебеди        | 0,027      | —                  | —                   | 0,02                            | 0,02                  | —                                                               | —                        |
|          | Коробково     | —          | 0,035              | —                   | —                               | —                     | 0,01                                                            | 0,01                     |
| Стронций | Яковлевское   | 0,03       | 0,01               | —                   | —                               | 0,005                 | 0,0055                                                          | 0,006                    |
|          | Жигаевское    | —          | —                  | —                   | 0,006                           | 0,006                 | 0,008                                                           | —                        |
|          | Михайловское  | —          | —                  | 0,005               | —                               | 0,005                 | —                                                               | —                        |
|          | Лебеди        | 0,002      | —                  | —                   | 0,005                           | 0,002                 | —                                                               | —                        |
|          | Коробково     | —          | 0,2                | —                   | 0,07                            | 0,03                  | 0,01                                                            | 0,006                    |
| Барий    | Жигаевское    | —          | —                  | —                   | 0,016                           | 0,016                 | 0,008                                                           | —                        |
|          | Михайловское  | —          | —                  | 0,02                | —                               | 0,006                 | —                                                               | —                        |
|          | Лебеди        | 0,013      | —                  | —                   | 0,006                           | 0,002                 | —                                                               | —                        |
| Цирконий | Яковлевское   | —          | —                  | —                   | —                               | —                     | —                                                               | —                        |
|          | Лебеди        | 0,0057     | —                  | —                   | 0,005                           | —                     | —                                                               | —                        |
|          | Коробково     | —          | 0,007              | —                   | 0,006                           | 0,0055                | 0,005                                                           | 0,005                    |

Из анализа этого материала видно, что: а) соотношения и относительная степень концентрации элементов-примесей в разных порообразующих минералах в пределах одной фации сохраняются и остаются аналогичными охарактеризованным выше; б) содержания элементов-примесей в данном минерале изменяются закономерно при переходе от одной фации к другой. Именно содержания всех элементов-примесей во всех главных порообразующих минералах неуклонно уменьшаются по мере увеличения глубины положения минерала на фациальном профиле, т. е. глубины образования исходного осадка.

Максимальные содержания элементов-примесей приурочены к глинистым (сланцы) и илистым (безрудные и малорудные кварциты) осадкам. Мы не располагаем данными о содержании элементов-примесей в метапесчаниках и безрудных кластогенных кварцитах, подстилающих сланцы, и их порообразующих минералах. Но, судя по более низкому, чем в сланцах содержанию титана и марганца в этих породах, можно уверенно полагать, что и содержания остальных элементов в них ниже, чем в сланцах. В этом убеждают нас исследования Б. А. Горлицкого и В. И. Каляева (1962), установивших возрастание содержания акцессорных элементов от кварцито-песчаников к сланцам верхней свиты криво-

рожской серии. Значит, концентрация элементов-примесей в минералах возрастает на отрезке безрудных фаций и достигает максимума в глинистых и илистых осадках. Отсюда в направлении к пелагическому концу фациального профиля содержания элементов плавно снижаются.

Некоторое исключение из этого правила представляют собой цинк и медь, в распределении которых на фациальном профиле обнаруживается непостоянство тенденции. По одним материалам констатируется снижение их концентрации в минералах к глубоководным осадкам, по другим — повышение. Причины этого пока недостаточно ясны.

Из этих наблюдений вытекают два весьма важных вывода: 1) распределение элементов-примесей в минералах, занимающих определенное положение на фациальном профиле формации, полностью копирует их

Таблица 8

Содержание элементов-примесей в магнетитах Оленегорского месторождения (Кольский полуостров)

| Элементы | Номера проб               |                           |                              |                      |
|----------|---------------------------|---------------------------|------------------------------|----------------------|
|          | Л-1/1                     | Л-54/2                    | 0-1                          | 0-2                  |
|          | из магнетитового кварцита | из магнетитового кварцита | из богатой магнетитовой руды | из магнетитовой жилы |
| Mn       | 0,05                      | 0,025                     | 0,03                         | 2,0                  |
| Mg       | 0,08                      | 0,25                      | 0,02                         | 0,05                 |
| Ti       | 0,002                     | 0,2                       | 0,002                        | 2,0                  |
| V        | 0,005                     | 0,005                     | 0,005                        | 0,008                |
| Cu       | 0,0005                    | Следы                     | 0,02                         | 0,001                |
| Zn       |                           | Не обнаружено             |                              | 0,08                 |
| Ni       | »                         | »                         | 0,005                        | 0,002                |
| Al       | 0,2                       | 0,5                       | 0,5                          | 0,3                  |
| Co       | 0,002                     |                           | Не обнаружено                |                      |

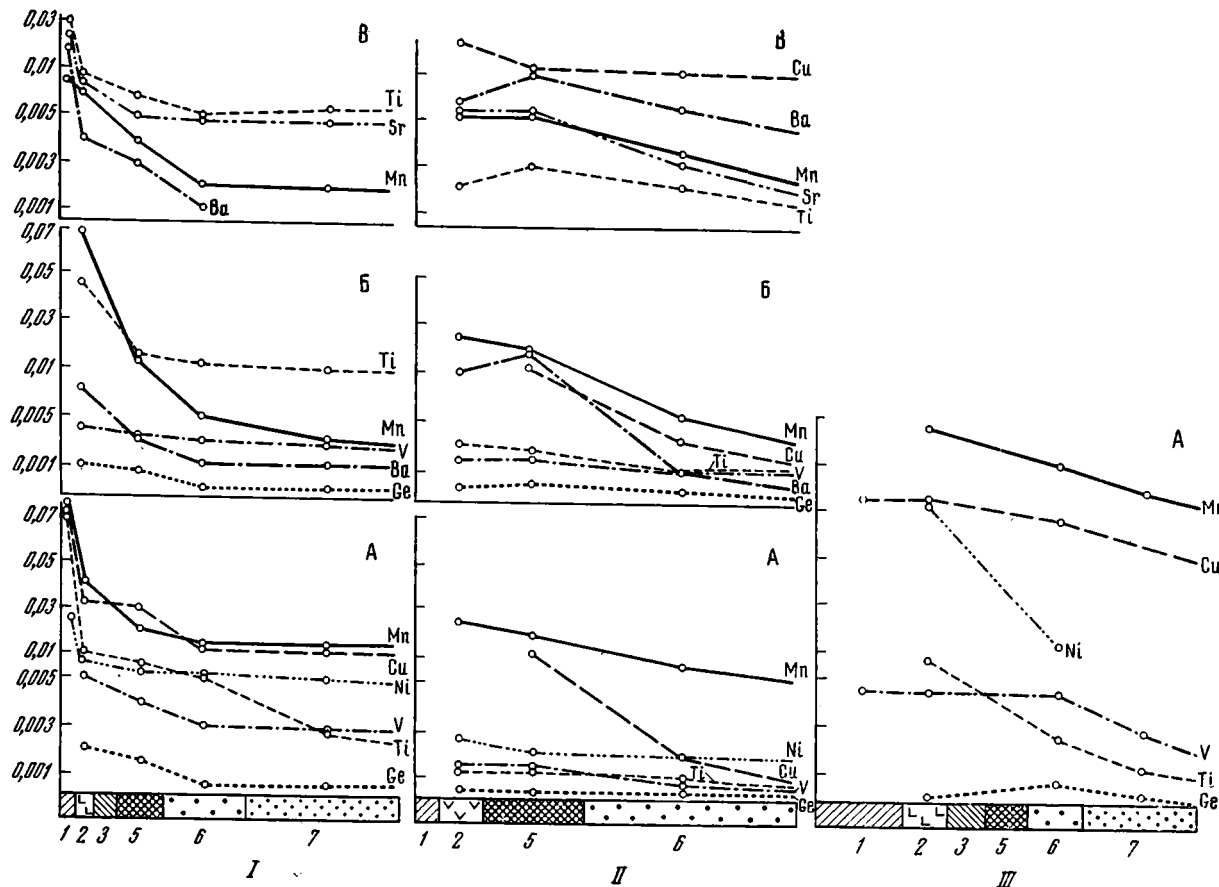
распределение в фациальных типах пород и относится к сглаженно-упорядоченному типу (Страхов, 1964). Геохимический профиль формации по элементам-примесям аналогичен профилю по основным породообразующим элементам; 2) приуроченность максимумов содержаний всех элементов-примесей к глинистым осадкам и упорядоченное их распределение на фациальном профиле формации свидетельствует о преимущественной миграции их в растворенном состоянии, сорбированном коллоидными мицеллами (Страхов, 1964).

Нами было произведено спектроскопическое исследование нескольких образцов магнетита из железистых кварцитов и руд Оленегорского

Таблица 9

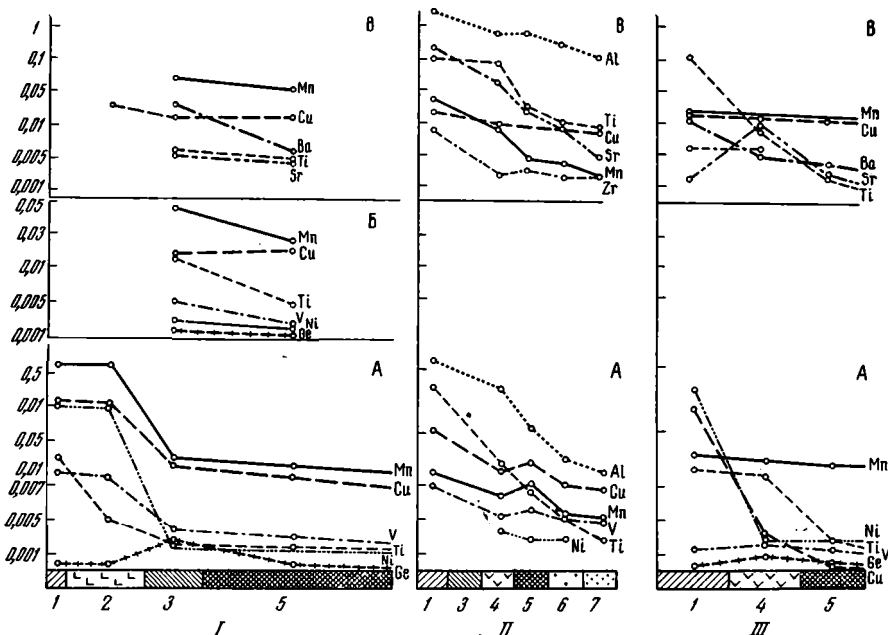
Содержание элементов-примесей в пиритах из метаморфических пород

| Элементы | Номера проб                                                            |                                                     |                                                          |                                                                        |
|----------|------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|
|          | ПЛ-1                                                                   | ПЛ-3                                                | ПЛ-4                                                     | ПЛ-5                                                                   |
|          | из железнослюдково-магнетитовых кварцитов, скв. 388, Покровская полоса | из кроющих сланцев, скв. 1509, Курбакинский участок | нижняя часть кроющих сланцев скв. 213, Лучинский участок | верхняя часть подсеченных кроющих сланцев, скв. 213, Лучинский участок |
| As       | Не обнаружено                                                          | 0,08                                                | 0,3                                                      | 0,05                                                                   |
| Mn       | 0,002                                                                  | 0,002                                               | 0,001                                                    | 0,0005                                                                 |
| V        | 0,002                                                                  | 0,002                                               | 0,005                                                    | Не обнаружено                                                          |
| Cu       | 0,0002                                                                 | 0,002                                               | 0,0002                                                   | 0,002                                                                  |
| Ti       | 0,002                                                                  | 0,002                                               | 0,08                                                     | 0,03                                                                   |
| Co       | 0,002                                                                  | 0,008                                               | 0,02                                                     | 0,002                                                                  |
| Ni       | 0,002                                                                  | 0,1                                                 | 0,02                                                     | 0,005                                                                  |



Фиг. 3. Распределение элементов-примесей в основных породообразующих минералах на фациальном профиле желези-сто-кремнисто-сланцевой формации КМА

A — в магнетите; Б — в кварците  
Месторождения: I — Яковлевское, II — Жиганское, III — Ново-Ялтинское. Условные обозначения см. на Фиг. 2



Фиг. 4. Распределение элементов-примесей в основных породообразующих минералах на фаціальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА

А — в магнетите; Б — в гематите; В — в кварце  
I — Михайловское, II — Коробковское, III — Лебединское. Условные обозначения см. на фиг. 2

месторождения на Кольском полуострове (табл. 8). Из сопоставления таблицы с приведенными ранее данными устанавливается однотипность содержаний элементов-примесей в магнетитах КМА и Оленегорского месторождения. Резко повышено содержание Mn, Ti и Zn в магнетите из перматитовой жилы.

Были исследованы также пириты из метаморфических пород КМА (табл. 9). В пиритах из железистых кварцитов и кроющих сланцев постоянно присутствуют Mn, V, Cu, Ti, Co, Ni. Для пиритов из сланцев, кроме того, характерно присутствие мышьяка, а также несколько повышенное в сравнении с железистыми кварцитами содержание ванадия и титана.

#### 4. Изменение отношений пар элементов-примесей в породах и минералах на фаціальном профиле формации

Интерес представляют отношения содержаний некоторых пар элементов как в породах, так и в породообразующих минералах (табл. 10).

Величины отношений содержаний Ti:V и Sr:Ba всегда больше 1 и закономерно уменьшаются к пелагическому концу фацеального профиля от сланцев. Так же закономерно уменьшаются и величины отношений Ge:Fe. Отношение Ti:Al в минералах изменяется менее упорядоченно, но все же в минералах, выделенных из более мелководных фаций, оно несколько выше по сравнению с глубоководными. В породах, как это было показано ранее (см. табл. 1), величины отношений Ti:Al распределяются на фацеальном профиле более упорядоченно, хотя их изменение также незначительно.

Показательна прямая корреляция титана и алюминия в магнетите и кварце, аналогичная той, которую мы отмечали в железисто-кремнистых породах.

Отношения Ti:V и Ni:Co в пиритах также характеризуются величинами большими единицы.



Таблица 10

## Изменение отношений пар элементов-примесей в породах и минералах на фациальном профиле железисто-кремнисто-сланцевой формации

| Отношения | Породы и минералы | Фациальные типы пород и месторождения |              |                     |                                   |                                                                 |              |              |                                                                 |              |
|-----------|-------------------|---------------------------------------|--------------|---------------------|-----------------------------------|-----------------------------------------------------------------|--------------|--------------|-----------------------------------------------------------------|--------------|
|           |                   | сланцы                                |              | кварциты малорудные | кварциты кумингтонит-магнетитовые | кварциты доломит-магнетитовые (в том числе и мартитизированные) |              |              | кварциты железослюдково-магнетитовые и магнетит-железослюдковые |              |
|           |                   | Яковлевское                           | Коробковское | Яковлевское         | Коробковское                      | Яковлевское                                                     | Коробковское | Оленегорское | Яковлевское                                                     | Коробковское |
| Ti:V      | Породы            | 20,9                                  | —            | 14,37               | —                                 | 9,5                                                             | —            | —            | 6,51                                                            | —            |
|           | Магнетит          | 20                                    | 10,25        | 2,05                | 5,2                               | 1,7                                                             | 1,3          | 0,4          | 1,1                                                             | 1,06         |
|           | Пирит             | 16,0                                  | —            | —                   | —                                 | —                                                               | —            | —            | 1,0                                                             | —            |
|           |                   | (кроющие сланцы)                      |              |                     |                                   |                                                                 |              |              |                                                                 |              |
| Ge:Fe     | Магнетит          | —                                     | —            | 0,00006             | —                                 | 0,000045                                                        | —            | —            | 0,00002                                                         | —            |
| Ti:Al     | Магнетит          | —                                     | 0,6          | —                   | 0,17                              | —                                                               | 0,13         | 0,01         | —                                                               | 0,15         |
|           | Кварц             | —                                     | 0,09         | —                   | 0,1                               | —                                                               | 0,03         | —            | —                                                               | 0,03         |
| Sr:Ba     | Кварц             | —                                     | 2,9          | 2,14                | 16                                | 1,93                                                            | 6            | —            | 1,98                                                            | 3,3          |

Примечание. Прочерки означают, что отношение не вычислено из-за малого количества анализов одного из элементов.

Отмечается увеличение отношений  $Ti : V$  в магнетитах из сланцев юго-западной полосы КМА по сравнению с северо-восточной и, наоборот, уменьшение отношений  $Sr : Ba$  в кварце.

По единичным анализам магнетитов из разных типов кварцитов устанавливается величина отношения  $Ni : Co$  больше единицы.

Величины рассмотренных количественных отношений ряда элементов и их упорядоченное изменение на фациальном профиле убедительно свидетельствуют о морском хемогенном происхождении железисто-кремнистых пород формации. В железных рудах иного генезиса характер этих отношений иной.

В заключение приведем некоторые данные о содержаниях элементов-примесей в железисто-кремнистых породах других районов. Е. Ф. Шнюков (1960) и Ю. Ю. Юрк и Е. Ф. Шнюков (1961) приводят данные по Украинскому кристаллическому щиту. Они отмечают наличие в гематите  $Sr$ ,  $Ni$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $V$ ,  $Pb$ ,  $Zn$  в сотых и тысячных долях процента. В магнетитах из разных структурно-фациальных зон Украинского щита ими обнаружено присутствие следующих элементов (табл. 11).

Таблица 11

Элементы-примеси в магнетитах Украинского кристаллического щита  
(выборка из работ Юрка и Шнюкова)

| Структурно-фациальные зоны | Ti         | Sr          | Mn         | Ni        | V           |
|----------------------------|------------|-------------|------------|-----------|-------------|
| Криворожско-Кременчугская  | 0,001      | 0,001       | n·0,01     | до 0,001  |             |
|                            | 48         | 35          | 45         | 38        |             |
| Верховцевская зона         | 0,1—0,05   | 0,01—0,05   | 0,01—0,05  | 0,01—0,05 | Менее 0,001 |
|                            | 45         | 45          | 78         | 10        | Все         |
| Конкская зона              | Более 0,01 | Более 0,001 | 0,001—0,01 | 0,001     | Менее 0,001 |
|                            | 30         | 30          | 60         | 40        | Все         |

Примечание. Знаменатель—процент проб с данными содержаниями, указанными в числителе.

Из приведенных данных авторы делают вывод о сходстве магнетитов как из разных структурно-фациальных зон, так и из отдельных их участков по качественному составу микропримесей и по их количественному содержанию. Отсюда вытекает и второй их вывод о сходстве условий рудообразования в разных участках зон.

Материалы КМА заставляют сомневаться в убедительности такого заключения. Тем более, что из табл. 11 устанавливаются более высокие содержания  $Ti$ ,  $Sr$ ,  $Mn$ ,  $Ni$  в Верховцевской зоне по сравнению с Криворожско-Кременчугской.

Рассмотренные выше материалы позволяют охарактеризовать общие геохимические особенности основных железистых фаций железисто-кремнисто-сланцевой формации (табл. 12).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Связь между геохимическими особенностями пород железисто-кремнисто-сланцевой формации и их положением на фациальном профиле несомненно свидетельствует о решающей роли процессов седиментации в формировании геохимического облика пород железорудной формации и об унаследованности его от первичных осадков. Факторы регионального метаморфизма не нарушили закономерного упорядоченного распределения элементов.

Таким образом, закономерности распределения элементов-примесей являются дополнительным важным средством выяснения фациальных

Таблица 12

## Характерные особенности первичных рудных железистых фаций железисто-кремнисто-сланцевой формации средней свиты курской серии КМА

| Особенности                                                     | Первичные рудные железистые фации                                                                                                                                                                                                                                                                  |                                                                                                                                                                                                                                                                     |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|-----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                 | карбонатно-силикатная железистая<br>(силикатно-магнетитовая)                                                                                                                                                                                                                                       | магнетитовая                                                                                                                                                                                                                                                        | гематитовая                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
| Литологические                                                  | Разнополосчатые и реже тонкополосчатые темно-серые породы, образованные чередованием рудных магнетитовых, кварцевых, силикатных (куммингтонитовых, биотитовых и др.), карбонатных (сидерит, доломит, анкерит) и смешанных прослоек. В них часты прослойки куммингтонит-биотитовых и других сланцев | Полосчатые, тонкополосчатые, реже разнополосчатые темно-серые породы, образованные чередованием кварцевых магнетитовых, силикатных и в различной степени карбонатизированных прослоек. Толщи этих пород включают значительное количество пластов и прослоек сланцев | Тонкополосчатые и полосчатые (обычно краснополосчатые) породы, образованные чередованием кварцевых (и иногда яшмовидных) магнетитовых, гематитовых, смешанных гематит-магнетитовых и реже силикатных (в основном тальковых) и карбонатизированных прослоек. Толщи этих пород однородны и почти лишены пластов и прослоек сланцев или содержат их мало |
| Главные породы                                                  | Куммингтонит (и вообще магнезиально-железисто-амфиболово-)-магнетитовые кварциты                                                                                                                                                                                                                   | Доломит-магнетитовые кварциты                                                                                                                                                                                                                                       | Гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Главные минералы                                                | Магнетит                                                                                                                                                                                                                                                                                           | Магнетит                                                                                                                                                                                                                                                            | Магнетит и гематит                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
| Предел и средние величины содержаний                            | Fe рудн.                                                                                                                                                                                                                                                                                           | Широкие, 30,81 %                                                                                                                                                                                                                                                    | Узкие, 34—36%. Повышаются с увеличением содержания гематита                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
|                                                                 | SiO <sub>2</sub>                                                                                                                                                                                                                                                                                   | Широкие, 44,76 %                                                                                                                                                                                                                                                    | Более узкие. Среднее около и менее 41 %                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
| Отношение $\frac{\text{мол. кол. SiO}_2}{\text{Fe рудн.}}$      | 1,35                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 1,22                                                                                                                                                                                                                                                                | Менее 1,22. Уменьшается с увеличением содержания гематита                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
| Отношение молек. (%) $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ | 0,5—1,0                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 1,0—1,16                                                                                                                                                                                                                                                            | Больше 1,16                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
| Содержание Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                       | Преимущественно 0,2—3,8%. Среднее 1,79 %                                                                                                                                                                                                                                                           | Преимущественно—0,2—4,0%. Среднее 1,41 %                                                                                                                                                                                                                            | 0,0—2,5%. Чаше 0,25—1,40. Среднее 0,9% и меньше                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>                | 0,04                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 0,038                                                                                                                                                                                                                                                               | 0,025                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| TiO <sub>2</sub>                                                | 0,164 %                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 0,151 %                                                                                                                                                                                                                                                             | 0,094 %                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
| S                                                               | 0,30                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 0,15 %                                                                                                                                                                                                                                                              | 0,048 % Уменьшаются                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |

Таблица 12 (продолжение)

| Особенности                                                                                            |                                                                                               | Первичные рудные железистые фации                                                                                                                  |                                                                             |                                                                                                                |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                                        |                                                                                               | карбонатно-силикатная железистая<br>(силикатно-магнетитовая)                                                                                       | магнетитовая                                                                | иматитовая                                                                                                     |
| Средняя величина со-<br>держаний и отноше-<br>ний                                                      | P<br>P:Fe<br>MnO<br>Mn:Fe<br>CaO<br>MgO<br>CaO:MgO<br>C <sub>орг</sub><br>Fe <sub>силик</sub> | 0,075%<br>0,0024<br>0,070%<br>0,0010<br>1,82%<br>2,57<br>0,7<br>0,19%<br>2,81                                                                      | 0,074<br>0,0023<br>0,06%<br>0,0014<br>2,26%<br>2,48<br>0,9<br>0,14%<br>1,75 | 0,061% с увеличением<br>0,0017 содержания<br>0,033% гематита<br>0,0007<br>1,55%<br>2,0<br>0,9%<br>0,082<br>0,9 |
| Распределение элементов-приме-<br>сей в породах                                                        |                                                                                               | Закономерно уменьшаются в сторону гематитовой фации, а в последней—по мере увеличения содержания гема-<br>тита (т. е. глубокководности)            |                                                                             |                                                                                                                |
| Содержания Mn, Ti, V, Ni, Ge,<br>Cr, Mo, Co, Cu, Zr в магнетите и<br>гематите                          |                                                                                               | Закономерно уменьшаются по мере увеличения глубинности положения минерала на фациальном профиле форма-<br>ции вообще и внутри отрезка каждой фации |                                                                             |                                                                                                                |
| Содержания Ti, Mn, Sr, Ba, Zr,<br>Ag, Cu в кварце                                                      |                                                                                               | Изменяются аналогично предыдущим                                                                                                                   |                                                                             |                                                                                                                |
| Отношения Ti:V, Sr:Ba, Ge:Fe,<br>Ni:Co, Ti:Al в породах и минералах                                    |                                                                                               | Изменяются аналогично предыдущим                                                                                                                   |                                                                             |                                                                                                                |
| Зависимость между содержанием<br>Ti и Al                                                               |                                                                                               | Прямая во всех породах                                                                                                                             |                                                                             |                                                                                                                |
| Статиграфическое положение в<br>нормальном разрезе железорудной<br>формации                            |                                                                                               | Периферийное—на мелководном кон-<br>це рудных фаций                                                                                                | Отделяет карбонатно-силикатную фа-<br>цию от гематитовой                    | Всегда внутри толщи железистых<br>кварцитов                                                                    |
| Особенности пространственного<br>распределения в средней свите                                         |                                                                                               | Максимально развита в маломощных<br>средних свитах, содержащих прослойки<br>сланцев                                                                | Максимально развита в маломощных<br>и средних по мощности средних свитах    | Максимально развита в районах боль-<br>ших мощностей средней свиты                                             |
| Преимущественное физическое со-<br>стояние первичноосадочного желе-<br>зистого и кремнистого материала |                                                                                               | Механическая взвесь железистых ми-<br>нералов и коллоиды                                                                                           | Взвесь и коллоиды железистых ми-<br>нералов                                 | Коллоиды железа и кремнезема,<br>обычно в смеси                                                                |
| Среда образования                                                                                      |                                                                                               | Окислительно-восстановительная                                                                                                                     | Восстановительно-окислительная                                              | Более окислительная                                                                                            |
| Изменение первичных фаций во<br>времени                                                                |                                                                                               | Обнаруживается необратимое изменение всех признаков одноименных первичных железистых фаций в вертикаль-<br>ном разрезе формации снизу вверх        |                                                                             |                                                                                                                |

условий образования железисто-кремнистых пород и их генетических особенностей, позволяющим проверить правильность той или иной литолого-фациальной схемы. Сглаженно-упорядоченный тип распределения всех элементов на фациальном профиле железорудной формации рассматривается нами как следствие нормально-осадочного ее генезиса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горлицкий Б. А., Каляев Г. И. О связи распределения акцессорных элементов и условий образования верхней свиты криворожской серии. *Геохимия*, № 12, 1962.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности докембрийского железорудного осадконакопления (на примере Курской магнитной аномалии). Сб. «Геология и полезные ископаемые Центр.-черн. обл.». Воронеж, 1964.
- Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Закономерности распределения элементов-примесей в породах кремнисто-железистой формации Курской магнитной аномалии и их генетическое значение. Докл. АН СССР, т. 161, № 1, 1965.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1964.
- Шнюков Е. Ф. О химическом составе магнетита из железистых пород Правобережно-Приднепровских магнитных аномалий. Сб. «Материалы к минералогии Украины». АН УССР, Киев, 1960.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Окислы железа Украинского кристаллического щита. Изд. АН УССР, Киев, 1961.

Госуниверситет  
Воронеж

Дата поступления  
12.VII.1965

---

УДК 553.311 (471.323)

**О НЕОБРАТИМОМ ИЗМЕНЕНИИ  
ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ  
ПОРОД ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ  
КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (КМА)**

**Н. А. ПЛАКСЕНКО, И. К. КОВАЛЬ, И. Н. ЩЕГОЛЕВ,  
Б. И. СЕЛИВАНОВ**

В ряде работ Н. М. Страхов (1947, 1954, 1960, 1962) воссоздал общую картину эволюции осадочного процесса и железорудного осадконакопления в истории Земли. Им, в частности, показано, что от древнейших этапов развития Земли до протерозоя включительно железорудный процесс из вулканогенно-осадочного с образованием только закисных минералов (сидерит, лептохлориты) превратился в нормально-осадочный гумидный, с накоплением окисно-закисных соединений железа, иногда с преобладанием окисных (гематит, магнетит).

Характерно также необратимое изменение карбонатообразования от только доломитового в архее к кальцито-доломитовому в протерозое. На это последнее обстоятельство указывает и А. Б. Ронов (1964), считая, что «рост величины отношения  $\text{CaO}:\text{MgO}$  является одним из наиболее общих проявлений эволюции химического состава осадочной оболочки Земли» (стр. 723).

Некоторые признаки необратимого изменения типов железнакопления и их геохимических особенностей выявляются при анализе разреза докембрийских образований КМА, на что мы уже обращали внимание в ряде работ (Плаксенко, 1964; Плаксенко и Коваль, 1965). Наиболее четко оно выявляется при анализе разреза железисто-кремнисто-сланцевой формации. В этом нас убеждает, прежде всего, сопоставление геохимических особенностей сланцев, подстилающих и перекрывающих толщу железистых кварцитов (табл. 1). Хотя в табл. 1 и не вошли все разновидности сланцев, как подстилающих, так и перекрывающих, а только наиболее типичные их представители, тем не менее, данные табл. 1 позволяют говорить с известной долей определенности об отличительных геохимических особенностях этих двух групп пород.

В сланцах верхней свиты наблюдается повышенная, по сравнению с нижней свитой, концентрация всех форм железа, кремнезема, марганца, кальция, особенно свободного углерода.

Уменьшение отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ , т. е. увеличение закисного железа в перекрывающих сланцах, соответствует обогащению их углеродом. Пониженная, по отношению к подстилающим сланцам, концентрация наблюдается для глинозема, титана, магния (?) и серы. Уже эти обстоятельства подчеркивают необратимость изменений в процессе формирования кремнисто-железисто-сланцевой формации.

Большая железистость пород верхней свиты свидетельствует о менее резком затухании процесса железорудного накопления в его конце по

сравнению с быстрым его развитием в начале отложения кремнисто-железистых пород.

Железо хотя не концентрируется и не обособляется в виде рудных пластов и прослоев в сланцах верхней свиты, все же оно присутствует в сланцах в виде рассеянных кристаллов и агрегатов магнетита, которые

Таблица 1

Средние содержания (%) химических компонентов в сланцах, вмещающих толщу железистых кварцитов  
(по 27 силикатным анализам)

| Компоненты                     | Средние содержания в сланцах |               | Степень концентрации в кроющих относительно подстилающих сланцев | Компоненты                                       | Средние содержания в сланцах |               | Степень концентрации в кроющих относительно подстилающих сланцев |
|--------------------------------|------------------------------|---------------|------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|------------------------------|---------------|------------------------------------------------------------------|
|                                | подстилающих                 | перекрывающих |                                                                  |                                                  | подстилающих                 | перекрывающих |                                                                  |
| SiO <sub>2</sub>               | 55,83                        | 59,22         | 1,065                                                            | CaO                                              | 0,59                         | 1,29          | 2,18                                                             |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,43                        | 14,94         | 0,77                                                             | S                                                | 0,34                         | 0,31          | 0,91                                                             |
| Fe <sub>рудн</sub>             | 4,75                         | 7,70          | 1,62                                                             | P                                                | 0,04                         | 0,038         | 0,9                                                              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,80                         | 3,56          | 1,27                                                             | C <sub>св</sub>                                  | 0,45                         | 4,60          | 10,0                                                             |
| FeO                            | 3,90                         | 8,44          | 2,16                                                             | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :FeO              | 0,72                         | 0,42          | 0,58                                                             |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,63                         | 0,53          | 0,84                                                             | CaO:MgO                                          | 0,25                         | 0,6           | 2,4                                                              |
| MnO                            | 0,041                        | 0,072         | 1,75                                                             | TiO <sub>2</sub> :Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,03                         | 0,03          | 1,0                                                              |
| MgO                            | 2,30                         | 2,22          | 0,97                                                             |                                                  |                              |               |                                                                  |

являются слабыми отголосками прежних интенсивных процессов железнанакопления. Количество магнетита (и мартита) постепенно убывает вверх от контакта кроющих сланцев с железистыми кварцитами. На это обстоятельство обращали внимание С. И. Чайкин (1959), Ю. С. Зайцев (1963) и др.

Следует заметить, что большинство элементов в сланцах имеет те же характерные взаимные связи между собой и закисными и окисными формами железа, которые наблюдаются в фаціальном железорудном

Таблица 2

Эволюция химического состава сланцев средней свиты Ястребовского участка  
(по основным компонентам)

| Ориентир | Горизонт сланцев | Номера проб | Содержание основных компонентов (%) |                                |       |       |      |      |            |                  |
|----------|------------------|-------------|-------------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|------|------------|------------------|
|          |                  |             | Fe <sub>раст</sub>                  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | P     | S     | CaO  | MgO  | CaO<br>MgO | TiO <sub>2</sub> |
| Верх     | 8-ой             | 7122        | 8,12                                | —                              | 0,12  | Нет   | 2,65 | 3,36 | 0,79       | —                |
|          | 6-ой             | 7111        | 7,20                                | 13,49                          | 0,036 | 0,190 | 2,22 | 3,03 | 0,74       | 0,66             |
|          | 4-ый             | 7113        | 6,86                                | 14,14                          | 0,030 | 0,922 | 0,60 | 2,38 | 0,25       | 0,64             |
| Низ      | 2-ой             | 7116        | 5,64                                | 15,88                          | 0,025 | 0,963 | 0,53 | 2,88 | 0,188      | 0,52             |

Примечание. Проба 7122 взята из нижней части горизонта сланцев.

профиле формации. Например, с увеличением относительной концентрации FeO по отношению к Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в кроющих породах увеличивается концентрация кремнезема, марганца, свободного углерода. Исключение составляют Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO (?) и S.

Характерно несоответствие между серой и углеродом (пиритом и углеродом). В подстилающих сланцах много серы (особенно в контакте с кварцитами), но меньше свободного углерода; в кроющих сланцах много углерода и меньше серы (и пирита).

Это, по-видимому, связано с тем, что при смене сланцев нижней свиты, залегающими выше сульфидными магнетит-карбонатными рудами (зона перехода от безрудных к рудным железистым фациям), наряду с возникновением сероводородного заражения, резко увеличилось количество привнесенного железа, т. е. компонента, без участия которого не могут возникнуть сульфиды железа. Поэтому маложелезистые подстилающие сланцы в контакте с железистыми кварцитами оказываются интенсивно пиритизированными до возникновения сульфидных рудных накоплений.

В перекрывающих же сланцах при общей большей их железистости концентрация железа была недостаточной для возникновения значитель-

Таблица 3

**Изменение содержания некоторых компонентов в  
одноименных фациальных типах железистых  
кварцитов**

(Осколецкое месторождение, вторая железистая пачка; средние содержания по I, II, III, X, XI и XII разведочным линиям)

| Фациальный тип<br>железистых<br>кварцитов       | Номера го-<br>ризонтов<br>сверху вниз | Средние содержания компо-<br>нентов (%) |                  |       |
|-------------------------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------|------------------|-------|
|                                                 |                                       | Fe <sub>раст</sub>                      | SiO <sub>2</sub> | P     |
| Доломит-<br>магнетитовые<br>кварциты            | 9                                     | 29,21                                   | 47,64            | 0,076 |
|                                                 | 7                                     | 31,67                                   | 45,62            | 0,079 |
|                                                 | 5                                     | 31,69                                   | 44,98            | 0,072 |
|                                                 | 3                                     | 32,00                                   | 42,96            | 0,045 |
|                                                 | 1                                     | 34,01                                   | 41,40            | 0,052 |
| Железослюдо-<br>ково-магнетито-<br>вые кварциты | 8                                     | 32,29                                   | 46,27            | 0,076 |
|                                                 | 6                                     | 32,98                                   | 45,82            | 0,078 |
|                                                 | 4                                     | 34,59                                   | 43,86            | 0,054 |
|                                                 | 2                                     | 34,17                                   | 42,11            | 0,053 |

ных количеств пирита даже при высоком содержании свободного углерода и примерно равном с подстилающими сланцами содержании серы, т. е. в них железо в большей степени рассредоточено по их мощности, что свидетельствует о более длительном и постепенном затухании железорудного накопления в конце процесса, чем в начале.

Характерна также прогрессирующая карбонатность кроющих пород по сравнению с подстилающими. При этом неуклонно возрастает отношение CaO : MgO.

Прямая корреляция между фосфором и углеродом, наблюдаемая в железистых кварцитах, здесь несколько

нарушается, что, видимо, отражает изменение форм миграции фосфора.

Понижение концентрации глинозема, титана, магния и серы связано с незначительным изменением химизма пород континента, продуктами разрушения и переотложения которых явились сланцы.

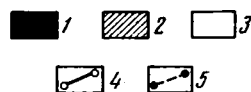
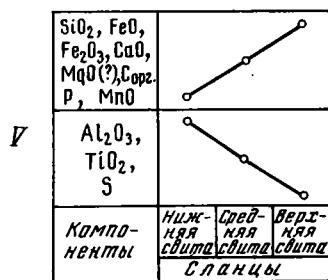
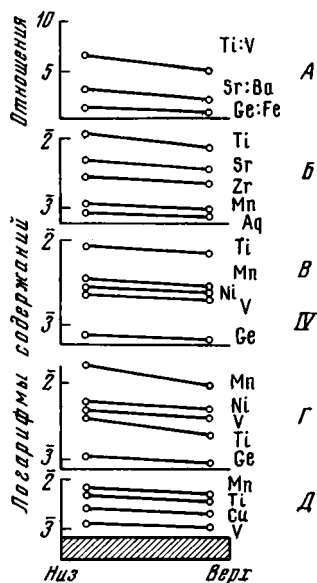
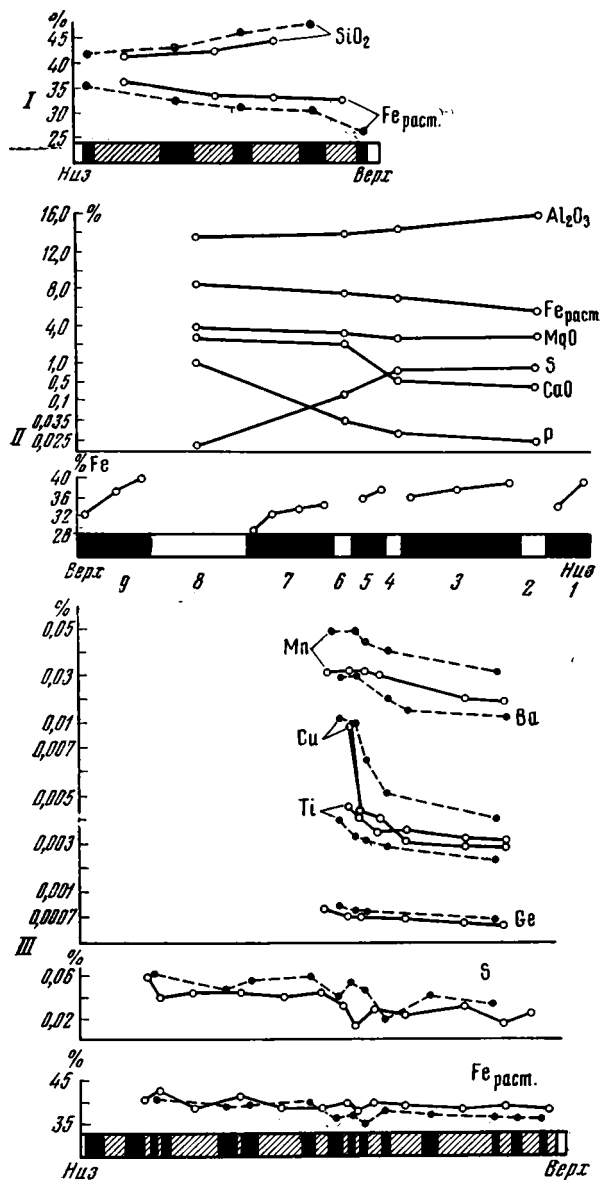
Однако постоянство отношения  $TiO_2 : Al_2O_3$  в кроющих и подстилающих породах свидетельствует о близости составов исходных пород. Аналогичные изменения геохимических особенностей выявляются и для сланцев, заключенных в толще железистых кварцитов (средняя свита курской серии) при сравнении составов их горизонтов, последовательно сменяющих друг друга снизу вверх (табл. 2, см. фигуру, II; верхняя часть).

Каждый залегающий выше горизонт сланцев (они отделены друг от друга горизонтами кварцитов; Ястребовский участок) больше обогащен железом, кальцием, магнием и фосфором и обеднен глиноземом, титаном и серой. В табл. 2 видно такое же изменение отношения CaO : MgO, что и во вмещающих сланцах. Отношение  $TiO : Al_2O_3$  медленно увеличивается кверху (от 0,03 во втором горизонте до 0,05 в шестом).

Из табл. 2 следует, что значение имеют не столько абсолютные величины содержаний компонентов в сланцах средней свиты (которые могут быть несколько выше или ниже их содержаний во вмещающих сланцах), сколько сохранение той же направленности изменения химизма, которая характерна для последних.

Черты необратимого развития проявляются и в железорудном процессе. Они фиксируются по изменению геохимических характеристик одноименных рудных фаций (типов железистых кварцитов), занимающих все более высокое положение в разрезе слагаемой ими толщи. Они





# Изменение геохимических особенностей пород в разрезе железисто-кремнисто-сланцевой формации

I — изменение содержаний железа и кремнезема в одноименных железистых фациях во второй пачке железистых кварцитов Оскольского месторождения (XI разведочная линия), по Н. А. Плаксенко и Б. И. Селиванову; II — изменение содержаний железа в горизонтах железистых кварцитов и некоторых химических компонентов в горизонтах сланцев, чередующихся в разрезе средней свиты Ястребовского участка, по Н. А. Плаксенко; III — изменение геохимических особенностей одноименных рудных железистых фаций в разрезе средней свиты Михайловского месторождения, по Н. А. Плаксенко, И. К. Коваль, И. Н. Щеголеву; IV — изменение геохимических особенностей одноименных железистых кварцитов (А, Д) и одноименных породообразующих минералов (Б, В, Г) в зависимости от их положения в разрезе гематитовой фации (снизу вверх). Яковлевское месторождение, часть разреза по скв. II, по И. К. Коваль и Н. А. Плаксенко. Распределение элементов — примесей Д — в гематито-магнетитовых кварцитах; Г — в магнетите; В — в гематите; Б — в кварците; А — отношение пар элементов в гематит-магнетитовых кварцитах; V — изменение геохимических особенностей сланцев курской серии снизу вверх, по Н. А. Плаксенко.

1 — железистые кварциты магнетитовой фации, 2 — железистые кварциты гематитовой фации, 3 — сланцы, 4 — кривые содержания компонентов в гематитовой фации, 5 — кривые содержания компонентов в магнетитовой фации. Пласты всех пород представляются вертикально стоящими

**Изменение средних содержаний рудного железа и серы в горизонтах одноименных  
фациальных типов железистых кварцитов в разрезе железисто-кремнистой свиты  
Михайловского месторождения**

| Фациальный<br>тип железис-<br>тых кварцитов | Горизонты<br>кварцитов<br>сверху<br>вниз | Содержание компонен-<br>тов (%) |       | Фациальный<br>тип железистых<br>кварцитов  | Горизонты<br>кварцитов<br>сверху<br>вниз | Содержание компонен-<br>тов (%) |       |
|---------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------|-------|--------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------|-------|
|                                             |                                          | Fe рудн.                        | S     |                                            |                                          | Fe рудн.                        | S     |
| Магнетито-<br>вые                           | 32                                       | 35,56                           | —     | Железно-<br>слюдково-<br>магнетито-<br>вые | 33                                       | 37,44                           | —     |
|                                             | 30                                       | 35,14                           | —     |                                            | 31                                       | 37,77                           | 0,022 |
|                                             | 28                                       | 35,17                           | 0,03  |                                            | 29                                       | 37,97                           | 0,01  |
|                                             | 26                                       | 35,82                           | 0,042 |                                            | 27                                       | 37,31                           | 0,028 |
|                                             | 24                                       | 36,52                           | 0,015 |                                            | 25                                       | 38,01                           | 0,02  |
|                                             | 22                                       | 33,81                           | 0,043 |                                            | 23                                       | 38,72                           | 0,023 |
|                                             | 20                                       | 35,87                           | 0,051 |                                            | 21                                       | 36,98                           | 0,01  |
|                                             | 18                                       | 35,01                           | 0,032 |                                            | 19                                       | 38,77                           | 0,028 |
|                                             | 16                                       | 38,71                           | 0,045 |                                            | 17                                       | 37,38                           | 0,046 |
|                                             | 14                                       | 38,37                           | 0,05  |                                            | 15                                       | 38,32                           | 0,037 |
|                                             | 12                                       | 38,12                           | 0,04  |                                            | 13                                       | 40,29                           | 0,04  |
|                                             | 10                                       | 34,68                           | 0,051 |                                            | 11                                       | 38,21                           | 0,039 |
|                                             | 8                                        | 40,83                           | 0,06  |                                            | 9                                        | 41,61                           | 0,036 |
|                                             |                                          |                                 |       |                                            | 7                                        | 40,77                           | 0,057 |

фиксируются также и по изменению характеристик одного и того же фациального типа железистых кварцитов в разрезе одной фации снизу вверх.

Необратимое изменение одноименных рудных железистых фаций снизу вверх показано в табл. 3 и 4 и на фигуре (I, III), где представлено чередование главных гематитовой и магнетитовой фаций соответственно

Таблица 5

**Изменение содержаний элементов-примесей в одноименных железистых фациях  
от подошвы к кровле железорудной свиты**

| Фациальный тип железистых кварцитов | Характер проб | Горизонты сверху вниз | Содержание компонентов (%) |        |        |        |
|-------------------------------------|---------------|-----------------------|----------------------------|--------|--------|--------|
|                                     |               |                       | Mn                         | V      | Cu     | Ti     |
| Михайловское месторождение          |               |                       |                            |        |        |        |
| Кварциты железослюдово-магнетитовые | Валовые       | 31                    | 0,027                      | 0,0025 | 0,0022 | 0,0022 |
|                                     |               | 17                    | —                          | —      | —      | —      |
|                                     |               | 11                    | 0,09                       | 0,002  | 0,006  | 0,0022 |
|                                     |               | 9                     | 0,09                       | 0,0019 | 0,005  | 0,0025 |
|                                     | Гематит       | 31                    | 0,002                      | 0,002  | 0,003  | 0,002  |
|                                     |               | 17                    | 0,005                      | 0,0022 | 0,003  | 0,003  |
|                                     |               | 11                    | 0,0065                     | 0,0027 | 0,007  | 0,0025 |
|                                     |               | 9                     | 0,011                      | 0,0025 | 0,008  | 0,0025 |
|                                     | Магнетит      | 31                    | 0,002                      | 0,002  | 0,003  | 0,002  |
|                                     |               | 17                    | 0,005                      | 0,002  | 0,005  | 0,0015 |
|                                     |               | 11                    | 0,01                       | 0,003  | 0,005  | 0,002  |
|                                     |               | 9                     | 0,019                      | 0,0017 | 0,005  | 0,0022 |

*Жигаевское месторождение*

|                                                                                |          |     |       |        |        |        |
|--------------------------------------------------------------------------------|----------|-----|-------|--------|--------|--------|
| Кварциты железослюдо-<br>ково-магнетитовые и<br>магнетит-железослюдо-<br>ковые | Валовые  | 6—9 | 0,05  | 0,0003 | 0,0027 | 0,0033 |
|                                                                                |          | 1—5 | 0,05  | 0,0003 | 0,0032 | 0,004  |
|                                                                                | Магнетит | 9   | 0,006 | 0,001  | 0,005  | 0,002  |
|                                                                                |          | 8   | —     | —      | —      | —      |
|                                                                                |          | 7   | 0,015 | 0,0015 | 0,005  | 0,0015 |
|                                                                                |          | 6   | 0,02  | 0,0017 | 0,009  | 0,0015 |
|                                                                                |          | 5   | 0,018 | 0,0016 | 0,009  | 0,0016 |
|                                                                                |          | 4   | 0,013 | 0,0016 | 0,009  | 0,0018 |
|                                                                                |          | 3   | 0,015 | 0,0016 | 0,014  | 0,0018 |
|                                                                                |          | 2   | 0,028 | 0,0018 | 0,02   | 0,0018 |

в разрезе верхнего горизонта железистых кварцитов Осколецкого месторождения (XI разведочная линия) и всей средней свиты Михайловского месторождения (по профилям 32-К, 39-К, 38-К).

В разрезах железорудной свиты мы наблюдаем медленное снижение содержаний  $Fe_{рудн}$  и S в одноименных фациях снизу вверх и обратную направленность изменения концентрации кремнезема и фосфора. На фигуре (III) и в табл. 5 видно также, что одноименные железистые фации, занимающие все более высокое положение в разрезе, и их главные породообразующие минералы оказываются все более обедненными марганцем, барием, медью, титаном, никелем, германием, стронцием, ванадием (кривые содержаний двух последних не нанесены, чтобы не снижать наглядности рисунка).

Аналогичные изменения геохимического облика наблюдаются и в одноименных минералогических типах кремнисто-железистых пород в разрезе одной фации (одного фациально однородного горизонта железистых кварцитов, чередующихся с горизонтами сланцев) Ястребовского участка (табл. 6, см. фигуру, II): интенсивность железонакпления падает от подошвы каждого горизонта к кровле. Здесь же, от нижнего горизонта (1) к верхнему (9) увеличивается отношение  $CaO:Mg$  в железистых кварцитах (табл. 7).

Последнее связано с постепенным изменением снизу вверх соотношения между доломитом и анкеритом в железистых кварцитах в пользу последнего.

Б. Д. Клагиш отмечает преобладание магнетит-сидерит-плезитовых разновидностей в нижних частях горизонтов малорудных кварцитов и магнетит-анкеритовых в верхних их частях.

Интересные данные опубликованы Б. И. Пироговым (1964) об изменении состава хлоритов и карбонатов в горизонтах магнетит-силикат-карбонатных роговиков Кривого Рога. Средние показатели преломления карбонатов от подошвы к кровле горизонтов роговиков уменьшаются от 1,690 до 1,615, что соответствует изменению состава карбонатов в следующем порядке: сидерит — сидероплезит — анкерит. Другими словами, здесь также растет отношение  $CaO:MgO$  к кровле горизонта. Б. И. Пирогов приводит данные и об изменении состава карбонатов и хлоритов в горизонтах роговиков и сланцев средней свиты Кривого Рога (м-ние ПГЭК). В основной толще железистых кварцитов ( $K_2чж$ ) наблюдается, как и на КМА, смена карбонатов от доломита к анкериту от подошвы к кровле. В этом же направлении в горизонтах сланцев и силикат-магнетит-карбонатных роговиков уменьшаются показатели преломления хлоритов и железисто-магнезиальных карбонатов, что соответствует уменьшению их железистости. Но эти изменения Б. И. Пирогов связывает с процессами диагенетического перераспределения вещества, что, видимо, не совсем верно.

Направленное изменение облика одной железистой фации по элементам-примесям (Mn, Ti, Cu, V) снизу вверх показано на фигуре (IV, Д). Содержания указанных элементов снижаются от подошвы к кровле фациально однородного горизонта.

Таблица 6

**Изменение содержаний железа общего в разрезах фациально-однородных горизонтов рудных железистых кварцитов, разделенных горизонтами сланцев**

(Ястребовский структурный профиль)

| Фациальный тип породы              | Горизонты сверху вниз | Содержание $Fe_{общ.}$ % |
|------------------------------------|-----------------------|--------------------------|
| Куммингтонит-магнетитовые кварциты | 9                     | 32,28                    |
|                                    |                       | 36,90                    |
|                                    |                       | 36,64                    |
|                                    | 7                     | 29,35                    |
|                                    |                       | 33,66                    |
|                                    |                       | 34,0                     |
|                                    |                       | 34,30                    |
|                                    | 5                     | 27,0                     |
|                                    |                       | 36,77                    |
|                                    |                       | 37,22                    |
|                                    | 3                     | 36,79                    |
|                                    |                       | 37,47                    |
|                                    |                       | 38,77                    |
|                                    |                       | 38,60                    |
|                                    | 1                     | 33,56                    |
|                                    |                       | 38,73                    |

Необратимо изменяется и геохимический облик главных породообразующих минералов железистых кварцитов по мере все более высокого положения, занимаемого ими в разрезе одной фации. Это видно в табл. 8 и на фигуре (IV, Б; IV, В; IV, Г). Содержания Mn, Ni, V, Ge, Cu, Ti в магнетите и гематите, а также Mn, Ti, Sr, Zr, Ag в кварце обнаруживают тенденцию к снижению от подошвы фациально однородного горизонта железистых кварцитов к его кровле.

В этом же направлении внутри фации убывают и величины отношений Ti : V; Sr : Ba; Ge : Fe (см. фиг. IV, А).

Рассмотренные материалы позволяют предположить, что процесс накопления железисто-кремнистых осадков железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА развивался необратимо, признаками чего являются:

1. Медленное угасание интенсивности осадочного железнанакопления в течение протерозоя, выражающееся в неуклонном снижении содержания железа в одноименных железистых фациях, занимающих все более высокое положение в разрезе формации средней свиты, а также в разрез одной фации снизу вверх.

2. Тонкое и закономерное изменение геохимических особенностей одноименных первичных железистых фаций по мере их все более высокого положения в разрезе формации, а также аналогичное изменение геохимии главных породообразующих минералов, выделенных из этих фаций или из однотипных железистых кварцитов в разрезе одной фации.

Таблица 8

Изменение содержаний элементов-примесей в породах и минералах в разрезе одной железистой фации снизу вверх

| Фациальный тип<br>железистых<br>кварцитов | Характер<br>пород | Положение<br>проб в раз-<br>резе фор-<br>мации | Содержание (%) |        |           |        |        |        |
|-------------------------------------------|-------------------|------------------------------------------------|----------------|--------|-----------|--------|--------|--------|
|                                           |                   |                                                | Mn             | V      | Cu        | Ti     | Ge     | Ni     |
| Лебединское месторождение                 |                   |                                                |                |        |           |        |        |        |
| Куммингтонит-<br>магнетитовые             | Магнетит          | Верх                                           | 0,018          | 0,0024 | 0,0015    | 0,0037 | 0,0005 | 0,0026 |
|                                           |                   | Низ                                            | 0,038          | 0,0024 | 0,005     | 0,0037 | 0,0016 | 0,0026 |
| Яковлевское месторождение                 |                   |                                                |                |        |           |        |        |        |
| Железнослюдко-<br>во-магнетито-<br>вые    | Порода            | Верх                                           | 0,0037         | 0,0011 | 0,0015    | 0,0029 |        |        |
|                                           |                   | Низ                                            | 0,0055         | 0,0023 | 0,0055    | 0,012  |        |        |
|                                           | Магнетит          | Верх                                           | 0,015          | 0,0028 | 0,017     | 0,0037 | 0,0004 | 0,0046 |
|                                           |                   | Низ                                            | 0,017          | 0,0035 | 0,006 (?) | 0,004  | 0,0006 | 0,0048 |

3. Необратимое изменение геохимических особенностей близких по минералого-петрографическим признакам сланцев от низов к верхам курской серии. Это убедительно показано последними исследованиями Б. Д. Клагши.

Все это убеждает нас в том, что геохимические обстановки начала и конца общего цикла седиментации пород железорудной формации значительно отличаются друг от друга.

Так, завершающие этапы цикла, соответствующие отложению кроющих сланцев, ознаменовались значительным повышением в пелитовых осадках концентрации  $S_{\text{своб.}}$ , P, CaO, несколько меньшим MnO, FeO,  $Fe_2O_3$  и  $Fe_{\text{рудн.}}$  очень незначительным MgO,  $SiO_2$  и, наконец, уменьшением концентрации  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и S.

Наиболее четко выраженным является увеличение концентраций  $C_{\text{своб.}}$  в кроющих сланцах, по сравнению с подстилающими, в 10 и более раз. Это обстоятельство, свидетельствующее о значительном прогрессе органической жизни конца протерозоя по сравнению с его началом, оказало большое влияние на формирование геохимического облика кроющих пород.

В тесной связи с увеличением массы органических веществ в осадках верхней свиты находится и уменьшение отношений  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$  в них по сравнению с породами нижней свиты. Это свидетельствует о том, что зона седиментации пелитов приобретает все более ярко выраженные восстановительные свойства. Расширение этой зоны в дальнейшем в сторону берега будет сопровождаться все большим сдвигом рудных накоплений железа в прибрежные части бассейна. Своеобразным предвестником этого является и большая концентрация растворимого железа в кроющих сланцах, чем в подстилающих.

Очень характерно увеличение отношений  $\text{CaO} : \text{MgO}$  от пород подстилающих к породам перекрывающим. Эта тенденция все возрастающего значения  $\text{CaO}$  и подавления  $\text{MgO}$  затем прогрессирует, результатом чего является появление в толще кроющих пород мощных пластов кристаллических известняков.

Таким образом, геохимические особенности всех пород общего цикла седиментации железисто-кремнисто-сланцевой формации — яркий пример унаследованности от первичных осадков. Эти особенности позволяют получить общие представления о направленности процессов морского железнанакопления в течение протерозоя.

Следовательно, геохимические особенности метаморфических пород могут использоваться в качестве индикаторов изменения условий накопления исходных осадков.

Глубокое изучение изменения состава пород и особенно минералов в разрезе метаморфических толщ дает возможность судить о соотношениях процессов первичной седиментации в последующих метаморфических процессах в формировании современного облика пород и минералов.

Охарактеризованные закономерности изменения геохимических особенностей пород и минералов в разрезе железисто-кремнисто-сланцевой формации должны подвергнуться глубокому анализу и уточнению, но и в современном виде они имеют большое петрогенетическое значение.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Зайцев Ю. С. Стратиграфия курской метаморфической серии (верхняя свита) Белгородского железорудного района КМА. Матер. по региональной стратиграфии СССР. Госгеолтехиздат, 1963.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности докембрийского железорудного осадконакопления (на примере Курской магнитной аномалии). Сб. «Геология и полезные ископаемые Центр.-черн. областей». Тр. межобластн. геол. совещ. Воронеж, 1964.
- Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Закономерности распределения элементов-примесей в породах кремнисто-железистой формации Курской магнитной аномалии и их генетическое значение. Докл. АН СССР, том 161, № 1, 1965.
- Пирогов Б. И. Особенности химизма сидерита — магнетита южной части Кривого Рога. Геол. ж., т. XXIV, вып. 4, Киев, 1964.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. Геохимия, № 8, 1964.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73. Сер. геол., № 22, 1947.
- Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. Сб. «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1 и 2. Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1962.
- Чайкин С. И. Новые данные по геологии и структуре кристаллического фундамента Белгородского железорудного района. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Центр. районов европейской части СССР», вып. 2, 1959.

УДК 553.668(551.736)

## **СТРОНЦИЙ В ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩЕ ДОНЕЦКОЙ ПЕРМИ**

**Ю. И. ГОНЧАРОВ**

### **1. ВВЕДЕНИЕ**

Стронций, наряду с калием, бромом и бором, является одним из характернейших элементов соленосных отложений.

Основные черты геохимии стронция в гипергенных процессах в настоящее время выяснены достаточно полно благодаря работам Ноля (Noll, 1934), А. П. Виноградова и Т. Ф. Боровик-Романовой (1945), Н. М. Страхова и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946), А. П. Виноградова, А. Б. Ронова, В. М. Ратынского (1952), Л. М. Миропольского (1956), Е. К. Лазаренко и И. Ю. Сливко (1958), К. К. Турекьяна и Дж. Калпа (1959) А. А. Германа (Hegman, 1961), В. В. Буркова и Е. К. Подпориной (1962) и др.

Между тем для района Донбасса данные о закономерностях распределения стронция в нижнепермской галогенной толще до самого последнего времени были весьма ограничены.

В 1959 г. в статье Л. Д. Панченко и др. были приведены первые сведения о содержании стронция в каменной соли нижнепермских отложений Донецкого бассейна, а П. В. Зарицким (1960, 1961) описаны первые находки в них целестина. Более подробные описания распространения стронция в некоторых типах горных пород и водах галогенных отложений Донбасса содержатся в работе М. А. Карасика и др. (1963).

С 1961 по 1964 г. автор изучал геохимию стронция и ряда других элементов в нижнепермской галогенной толще Донецкого бассейна. В процессе исследований выполнено 480 определений стронция в образцах горных пород и 99 определений стронция в минерализованных водах и рассолах<sup>1</sup>, подробно изучалась минералогия. Отобранные образцы горных пород характеризуют наиболее типичные разрезы нижней перми Донецкого бассейна (район с. Никитовки, сел. Зайцево и Кодемо, Артемовского месторождения каменной соли, пос. Ямы, Славянского и Святогорского куполов, Кальмиус-Торецкой котловины).

### **2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА НИЖНЕПЕРМСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА**

Галогенные отложения Донецкого бассейна выполняют Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины, располагающиеся непосредственно на погружении северо-западных окраин Донецкой геосинклинали и разделяющиеся на юго-востоке Главной Донецкой антиклиналью и Дружковско-Константиновской брахиантиклиналью, а на северо-западе — Ко-

<sup>1</sup> Стронций в горных породах и водах определяли методом фотометрии пламени в лаборатории Института минеральных ресурсов ГГК СССР (Г. А. Кальян). Чувствительность метода 0,01%. Относительная ошибка определений 4—5%.

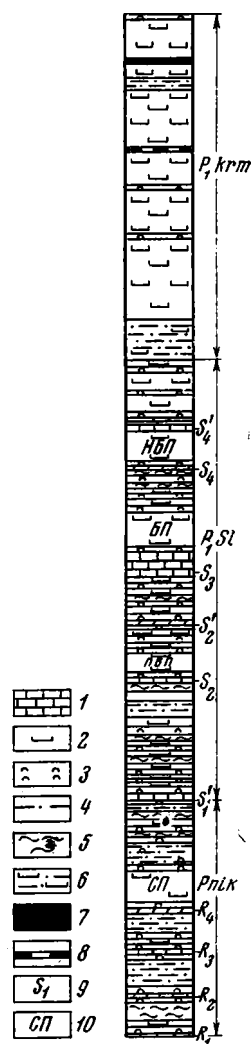
рульским, Камышевахским, Петровским и Волвенковским куполами. Последние входят в состав Петрово-Чутовской зоны куполовидных поднятий.

Наиболее полно разрез галогенных отложений Донецкого бассейна изучен в пределах Бахмутской котловины, где он представлен более чем 1500-метровой толщей, включающей три свиты нижней перми (Нестеренко, 1956; Левенштейн, 1961; Лапкин, 1961; Левенштейн, Бобров, 1964): никитовскую, славянскую и краматорскую (фиг. 1). Морские и лагунные фации в лежащей ниже картамышской свите (свита медистых песчаников) в исследуемом районе имеют ограниченное распространение. В это время море периодически и на короткий срок захватывало лишь северо-западные окраины Бахмутской котловины, где известен ряд наиболее выдержанных карбонатных горизонтов (Нестеренко, 1955) и маломощные прослойки ангидрита в самой верхней части разреза.

Изменения климата, наметившиеся в верхнем карбоне (араукаритовое время), к концу картамышского времени проявляются еще резче. Прогрессирующая аридизация климата и прогибание территории приводят к тому, что к континентальным и морским фациям присоединяются лагунные отложения отшнуровывающихся заливов и бухт, в водах которых высокой концентрации достигают ионы  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{SO}_4^{--}$ . Ангидриты, вскрытые скважинами в верхах картамышской свиты на северо-западе Бахмутской котловины, ознаменовали начало нижнепермского галогенеза в северо-западной части Донбасса. С этого момента начинается длительное и неравномерное прогибание огромной площади, охватывающей Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкую впадину, которое привело к образованию обшир-

Фиг. 1. Сводная стратиграфическая колонка соленосных отложений Донбасса. Составил В. П. Бобров

1 — известняк; 2 — каменная соль; 3 — ангидриты; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — каменная соль с примесью алевро-пелитового материала; 7 — карналлитовый горизонт; 8 — сильвинитовый горизонт; 9 — индексы карбонатных горизонтов; 10 — индексы пластов каменной соли (СП — славянский, ПБП — Подбрянцевский, БП — Брянцевский, НБП — Надбрянцевский);  $P_{1nik}$  — никитовская свита;  $P_{1sl}$  — славянская свита;  $P_{1kr}$  — краматорская свита.



Масштаб 1:1360

ного внутриконтинентального бассейна, вытянутого в северо-западном направлении и имевшего ограниченную связь с открытым морем.

Как отмечает Н. М. Страхов (1962), «Внутриконтинентальные солеродные водоемы возникали в тех случаях, когда трансгрессирующее море встречало на своем пути обширную линейную зону прогибаний, схватывающих сложную тектонически область. Причем, длинная ось прогибаний располагалась не перпендикулярно береговой линии, а параллельно ей, как в случае образования краевых солеродных водоемов» (стр. 412).

Центр солеродной лагуны в пределах северо-западных окраин Донбасса, проходил, по-видимому, в районе современной цепи куполовидных поднятий, протягивающихся по северо-западной окраине Бахмут-

ской котловины, где известен наиболее полный разрез соленосных отложений и самые древние пласты сульфатных пород. В начале никитовского времени в водах лагуны концентрация солей становится достаточной для садки каменной соли. Дальнейшее развитие галогенеза приводит к накоплению в конце этого времени мощного пласта каменной соли, называемого Славянским и прослеживающегося на юг вплоть до Славянского купола.

Накопление галогенных осадков прерывалось периодическими трансгрессиями, свидетелями которых являются довольно выдержанные пласты карбонатных пород, индексируемые для никитовской свиты от  $R_1$  до  $R_4$ , для славянской от  $S_1$  до  $S_4$ .

К юго-востоку от Славянского поднятия, в полосе, примыкающей к Главной Донецкой антиклинали, лагунные фации в разрезе никитовской свиты играют подчиненную роль и представлены несколькими пластами гипса (ангидрита), количество которых в Кальмиус-Торецкой котловине еще более сокращается. Литологический состав этой свиты для различных районов Бахмутской котловины приведен в табл. 1.

Таблица 1  
Литологический состав никитовской свиты (%), по  
М. Л. Левенштейну и В. П. Боброву (1964)

| Порода                  | Район         |          |                  |                    |
|-------------------------|---------------|----------|------------------|--------------------|
|                         | с. Никитов-ка | пос. Яма | Славянский купол | Святогорский купол |
| Каменная соль           | —             | —        | 12               | 50                 |
| Ангидрит (гипс)         | 3             | 3        | 12               | 10                 |
| Аргиллиты и алевролиты  | 75            | 80       | 61               | 35                 |
| Песчаники               | 16            | 9        | 10               | —                  |
| Доломиты и известняки   | 6             | 7        | 6                | 5                  |
| Общая мощность свиты, м | 230           | 100      | 200              | 195                |

С начала славянского времени соленакопление охватывает большую часть северо-западного Донбасса. К этому же моменту относится и образование нескольких мощных пластов каменной соли (Карфагенские, Подбрянцевский, Надбрянцевский, Красносельские). Каменной соли в славянской свите принадлежит доминирующая роль (табл. 2).

Таблица 2  
Литологический состав славянской свиты (%), по  
М. Л. Левенштейну и В. П. Боброву (1964)

| Порода                  | Район                                   |                  |                                           |                    |
|-------------------------|-----------------------------------------|------------------|-------------------------------------------|--------------------|
|                         | Артемовское месторождение каменной соли | Славянский купол | с. Белбасовка (юго-западнее г. Славянска) | Святогорский купол |
| Каменная соль           | 41                                      | 62               | 66                                        | 62                 |
| Ангидрит (гипс)         | 32                                      | 28               | 19                                        | 26                 |
| Аргиллиты и алевролиты  | 22                                      | 4                | 6                                         | 2                  |
| Песчаники               | —                                       | 2                | —                                         | —                  |
| Доломиты и известняки   | 5                                       | 4                | 9                                         | 10                 |
| Общая мощность свиты, м | 425                                     | 440              | 510                                       | 400                |

С начала соленакопления (никитовская свита) устанавливается четкая ритмичность в осадконакоплении. Полный ритм начинается с карбонатного горизонта, соответствующего морской трансгрессии. Следовавшие затем восходящие движения приводили к изоляции бассейна,



а метаморфизм его вод — к осаждению  $\text{CaSO}_4$ , садка которого сменялась садкой каменной соли. Затем следует чередование маломощных пластов галита, ангидрита и терригенных пород. Мощность ритмов примерно одинакова, 130—140 м. Таких ритмов в никитовской и артемовской свитах можно выделить семь. Правда, эта последовательность выдерживается не для всех ритмов. Так, между карбонатными горизонтами  $S_1^1$  и  $S_2$  заключена пачка карфагенских пластов мощностью каждый 6—10 м, а накопление надбрюнцевского пласта прерывается очередной трансгрессией, отвечающей карбонатному горизонту  $S_4$ . Это была последняя трансгрессия, заполнившая нижнепермскую лагуну. С этого времени связь с открытым морем еще более сокращается и солеродный бассейн вступает в новый, заключительный этап своего развития.

Выше известняка  $S_4$  залегают красносельские пласты каменной соли, в значительной степени обогащенные терригенным материалом и относимые еще к славянской свите. Их перекрывает пятнистый горизонт мощностью 13—60 м, сложенный засоленными алевролитами и песчаниками и содержащий до 30—60% обломков известняков (Бондаренко, 1963). Этот горизонт залегает в основании мощной, почти 500-метровой толщи каменной соли с многочисленными прослойками галопелитов. Отсутствие карбонатных пород и большая примесь терригенного материала свидетельствуют о том, что каменная соль в этот период отлагалась в условиях повышенной тектонической активности и более значительной изоляции бассейна от вод открытого моря.

### 3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ СТРОНЦИЯ В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОСАДКАХ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Данные о распространении стронция в нижнепермских отложениях Донбасса, сведенные в таблицах 3 и 4, показывают, что содержание его в одном и том же типе пород значительно колеблется и полностью зависит от фациальных условий их формирования.

Таблица 3

Распределение стронция в терригенных породах нижней перми Донбасса

| Свита        | Песчаники       |               |      |         | Глины и аргиллиты |               |       |         |
|--------------|-----------------|---------------|------|---------|-------------------|---------------|-------|---------|
|              | количество проб | содержание, % |      |         | количество проб   | содержание, % |       |         |
|              |                 | от            | до   | среднее |                   | от            | до    | среднее |
| Картамышская | 38              | Не обн.       | 0,09 | 0,016   | 14                | 0,01          | 0,024 | 0,015   |
| Никитовская  | 8               | 0,01          | 0,06 | 0,030   | 9                 | 0,01          | 0,036 | 0,014   |
| Славянская   | 8               | 0,01          | 0,07 | 0,030   | 40                | 0,01          | 0,160 | 0,049   |

Так, в глинах картамышской и никитовской свит (из районов, где лагунные фации имеют резко подчиненное значение) содержание стронция довольно постоянно и составляет в среднем 0,014—0,015%. В глинах же славянской свиты оно нередко достигает 0,15—0,16%.

Сравнительно высоким содержанием стронция характеризуются засоленные алевролиты (в среднем 0,046 при колебании от 0,020 до 0,16%). Это согласуется с данными, приведенными в литературе. Так, по Ноллю (Noll, 1934), в глинах Германии стронция содержится в среднем 0,016%, в глинах США (Green, 1953) — 0,014%. А. П. Виноградов (1956), по данным различных авторов, приводит кларки стронция в глинах от 0,002 до 0,085%. Такие ощутимые колебания содержаний этого элемента связаны с тем, что морские глинистые осадки содержат его, как правило, больше, чем пресноводные. Например, Кейт и Дегенс (Keith, Degens, 1959) отмечают, что в морских глинах пенсильванской системы (США)

стронция содержится 0,020% (15 анализов), в то время как в пресноводных осадках того же возраста — 0,016% (15 анализов). Особенно высокое содержание стронция характерно для глинистых отложений, образовавшихся в солеродных лагунах. Н. М. Страхов и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946) для глин и мергелей галогенной толщи Башкирского Приуралья определили среднее содержание 0,036% (10 анализов). По данным С. М. Катченкова (1959), среднее содержание стронция в глинах нижней перми Волго-Уральской области составляет 0,1%, в то время как в целом в породах палеозойской системы — 0,055%.

Таблица 4

**Распределение стронция в карбонатных породах по  
разрезу нижней перми**  
(по данным глубокого бурения)

| Горизонт, свита    | Количество<br>проб | Содержание, % |        |          |
|--------------------|--------------------|---------------|--------|----------|
|                    |                    | от            | до     | среднее* |
| Славянская свита   |                    |               |        |          |
| S <sub>4</sub>     | 13                 | 0,028         | 3,75** | 0,50     |
| S <sub>3</sub>     | 13                 | 0,048         | 0,48   | 0,13     |
| S <sub>2</sub>     | 18                 | 0,020         | 0,33   | 0,11     |
| S <sub>1</sub>     | 5                  | 0,020         | 0,086  | 0,039    |
| Среднее по свите   | 49                 | 0,020         | 3,75   | 0,22     |
| Никитовская свита  |                    |               |        |          |
| Среднее по свите   | 11                 | 0,02          | 0,33** | 0,052    |
| Картамышская свита |                    |               |        |          |
| Среднее по свите   | 12                 | 0,03          | 0,104  | 0,061    |
| Среднее по отделу  | 72                 | —             | —      | 0,17     |

\* Средние содержания стронция для свит и отдела рассчитывались по формуле:  $\Sigma \frac{x_i n_i}{N}$ , где  $x_i$  и  $n_i$  — средние содержания и число проб в каждой отдельной группе, а  $N$  — общее число проб.

\*\* Одна проба, при расчете среднего не учитывалась.

Повышенное содержание стронция в глинах вряд ли можно связывать с их сорбционными свойствами. Этому противоречит очень широкий интервал колебаний содержаний в них стронция и приуроченность наиболее высоких его содержаний к засоленным глинам, обогащенным сульфатом кальция с которым, по-видимому, и связана генетически основная масса стронция. Этот вывод подтверждается работами Гольдберга и Аррениуса (Goldberg, Arrhenius, 1958), по данным которых в пелагических глинистых осадках Тихого океана в адсорбированном состоянии содержится всего лишь 13% общего количества стронция. Остальная часть рассеивается в кальците, филлипсита, апатите и др.

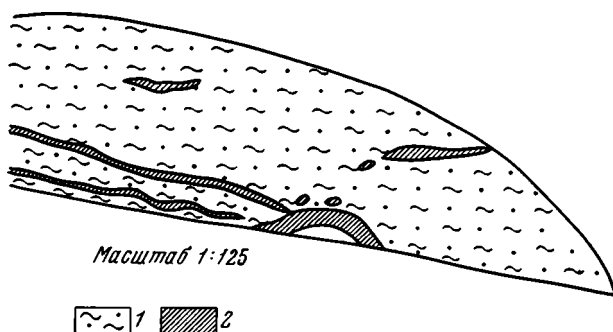
Для песчаников наименьшее содержание стронция установлено в картамышской свите (0,017%). Несколько повышенное его содержание (0,045—0,09%) в этой свите обнаружено лишь в двух образцах серых песчаников, отобранных в районе рудопроявлений меди. Подобные «аномалии» объясняются, по-видимому, примесью сульфатов кальция и бария, часто встречающихся в «серых зонах».

В песчаниках никитовской и славянской свит стронция содержится в два раза больше, чем в песчаниках картамышской свиты (см. табл. 4). Эти данные близки к тем, которые приведены в литературе для других районов.

По И. Грину (Green, 1953), в песчаниках США содержится в среднем 0,0021% Sr. По С. М. Катченкову (1959), в девонских песчаниках Волго-Уральской области среднее содержание стронция 0,0034% (42 анали-

за). Значительно больше его, по данным Катченкова, в песчаниках верхнего палеозоя — кайнозоя Эмбенской области — 0,07% (90 анализов).

В исследуемом районе особый интерес представляют терригенные осадки, залегающие на эродированной поверхности славянской свиты. Они известны во многих пунктах Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин и представлены глинистыми породами элювиального происхождения. Именно в них в районе с. Дроновки впервые в Донбассе были обнаружены желваки целестина (Зарицкий, 1960). Вмещающие целестин



Фиг. 2. Зарисовка коренного выхода целестинсодержащих элювиальных глин

1 — элювиальные глины; 2 — прослойки стяжений целестина

глинистые отложения имеют пеструю окраску (красная с зеленоватыми пятнами) и содержат обломки и глыбы известняка, обломки песчаника и включения гипса. Они залегают на эродированной поверхности мощного карбонатного горизонта  $S_3$  и перекрывающих его гипсов. Желваки целестина приурочены к низам элювиальной толщи, к местам ее контакта с гипсом, и располагаются в виде маломощных прослоек различной ориентировки (фиг. 2). Прослеживаются они по правому берегу р. Северский Донец в ряде оврагов. Строение стяжений крупно- и среднезернистое, сложение массивное, нередко встречаются друзы кристаллов. Размер стяжений 20—30 см. Целестин встречается в ассоциации с кальцитом и гипсом. Необходимо отметить, что глинистые отложения, подобные описанному в районе с. Дроновки, как правило, характеризуются повышенным содержанием стронция. Так, по одной из скважин, пробуренной в районе Кальмиус-Торецкой котловины, в аналогичных пестроцветных глинистых отложениях стронция установлено 0,86—1%.

Литолого-фациальные особенности дроновского проявления целестина указывают на то, что целестин в глинистых породах является вторичным образованием. Его возникновение относится к стадии эпигенеза. Основным источником для целестиновых стяжений служили выщелачивающиеся и разрушающиеся химические осадки, которые вместе с терригенными породами в процессе континентального выветривания в условиях аридного климата образовали мощный чехол карбонатных сульфатизированных пестроцветных глин.

Относительно высоким содержанием стронция характеризуются также карбонатные породы (известняки, доломиты), в которых содержание этого элемента достигает нередко 1% (см. табл. 4).

Как показывают наблюдения, стронций довольно легко выщелачивается из карбонатных пород вблизи земной поверхности циркулирующими подземными и поверхностными водами. В таких образцах содержится в 2,5—3 раза меньше стронция, чем в образцах, отобранных с больших глубин. Так, содержание стронция в карбонатных породах, взятых по разрезу нижней перми из коренных выходов на поверхности, по

данным 115 анализов, составляет 0,038% при обычном колебании от 0,01 до 0,12%. Анализ проб карбонатных пород из тех же горизонтов, но отобранных из глубоких скважин, показал значительно большее содержание — в среднем 0,17% (72 анализа).

Поэтому при анализе закономерностей распределения стронция в карбонатных породах по разрезу галогенной толщи нами использовались анализы образцов, не подвергшихся выщелачиванию.

Как показывают эти данные (см. табл. 4), содержание стронция закономерно изменяется по разрезу, достигая максимума в среднем 0,5% в карбонатном горизонте  $S_4$  (верхняя часть разреза славянской свиты). Стронций в количестве <0,1% был обнаружен лишь в 3 из 13 проанализированных проб этого горизонта.

Доломиты содержат, как правило, больше стронция, чем известняки (соответственно в среднем 0,16% и 0,09%). Тем не менее и в этом случае имеется исключение. Так, очень низкое содержание стронция установлено для доломита пласта  $R_2$  в районе шахты Б. Гольма. Анализ 28 образцов, взятых в этой шахте, дал среднее 0,019<sup>2</sup> при колебаниях от 0,01 до 0,036%. Доломит пласта  $R_2$  в районе Б. Гольмы представлен преимущественно ослитовыми прибрежными фациями со значительным количеством обуглившихся органических остатков и сульфидов: пирита, галенита, сфалерита. Меньше распространены халькопирит и киноварь. Вполне возможно, что низкое содержание стронция в этом случае объясняется высоким содержанием органического вещества. На подобный антагонизм, в частности, обращают внимание в своей работе В. В. Бурков и Е. А. Подпорина (1962).

Более детально нами исследовался известняк  $S_3$  в районе с. Дроновки, в связи с находками в нем целестина. Этот известняк залегает в основании описанных выше элювиальных глин с желваками целестина и представлен серыми, желтовато-серыми кавернозными, реже плотными разностями. В средней части пласта наблюдаются многочисленные включения фауны. Для верхней части рассматриваемого горизонта характерна значительная примесь терригенного материала (до 20%  $SiO_2$ ). Местами известняк очень сильно выщелочен. В основной микрозернистой массе встречаются многочисленные прожилки крупнокристаллического доломита и кальцита. Целестин обнаружен в виде мелких пластинчатых кристаллов, выполняющих мелкие поры и трещинки. Особенно значительное количество его встречено в фиолетовом слое известняка мощностью 30—40 см, располагающейся в верхней части пласта.

Несмотря на сравнительно широкое распространение целестина в пласте известняка, содержание стронция в нем обычно колеблется от 0,01 до 0,05%, составляя в среднем 0,034%. И лишь в 2 пробах из 15 стронций обнаружен в количестве 1—2%.

А. П. Виноградов и Т. Ф. Боровик-Романова (1945), Н. М. Страхов и И. Д. Борнеман-Старынкевич (1946) на примере изучения галогенных отложений Башкирского Приуралья установили, что наибольшая концентрация стронция приурочена к сульфатизированным доломитам, причем содержание его возрастает к контакту доломита и ангидрита. По данным этих авторов, среднее содержание стронция в доломитах кунгурского яруса Приуралья составляет 0,37%. Еще большим содержанием элемента характеризуются известняки и доломиты кунгура Волго-Уральской области, в которых, по данным С. М. Катченкова (1959), содержится в среднем 1% стронция. Высокое содержание стронция в карбонатных породах кунгура этих районов связано с присутствием в них целестина.

Как показали исследования А. П. Виноградова, А. Б. Ронина и В. М. Ратынского (1952), распределение стронция в карбонатных поро-

<sup>2</sup> В связи с тем, что доломиты пласта  $R_2$ , обогащенные обуглившимися органическими остатками, имеют локальное распространение, содержание стронция в них при расчете средних содержаний по свите и отделу не учитывалось.

дах Русской платформы находится в прямой зависимости от содержания сульфата кальция. Начиная с мезозоя, аккумуляция стронция происходит преимущественно в арагонитовых скелетах морских организмов, так как карбонат кальция (арагонит) и карбонат стронция могут образовывать непрерывный ряд твердых растворов. Максимум содержания стронция, по данным авторов, приходится на нижнюю пермь (0,08%) и третичное время (0,146%), при среднем содержании для карбонатных пород всех систем Русской платформы 0,045%.

Таблица 5

Распределение стронция\* в галогенных породах нижней перми Донбасса

| Название породы                 | Количество проб | Содержание, % |       |         |
|---------------------------------|-----------------|---------------|-------|---------|
|                                 |                 | от            | до    | среднее |
| Ангидрит                        | 46              | 0,032**       | 0,42  | 0,15    |
| Гипс                            | 43              | 0,056**       | 0,70  | 0,19    |
| Каменная соль                   | 20              | Не обн.       | 0,024 | 0,011   |
| Сильвинсодержащая каменная соль | 14              | » »           | 0,020 | 0,008   |

\* Стронций определялся рентгенографически.

\*\* Одна проба, при расчете среднего не учитывалась.

Некоторым исключением из общего правила являются карбонатные породы цехштейна ГДР, ФРГ. По данным А. Германа (Hergman, 1961), доломиты из этих отложений содержат всего лишь 0,033% стронция. Еще меньшее количество стронция в них отмечал Ноль (Noll, 1934). Целестин в этих породах не обнаружен, а содержание сульфатов очень низкое.

В галогенных породах стронций распределяется более равномерно. Содержание его в гипсе и ангидрите составляет обычно первые десятые процента. Как видно из табл. 5, в гипсе содержится несколько больше стронция, чем в ангидрите, но эти цифры вполне соизмеримы (0,19 и 0,15% соответственно). Почти одинаковое содержание стронция в гипсе и ангидрите указывает на то, что в процессе гидратации при переходе ангидрита в гипс потери стронция практически не происходит, то есть большая часть стронция в ангидрите находится в виде изоморфной примеси. Этот вывод подтверждается результатами исследований ряда авторов. В частности, А. Герман (Hergman, 1961) указывает, что более 100 исследованных образцов ангидрита из соляных отложений цехштейна ГДР, ФРГ все без исключения содержали примесь изоморфного стронция. Несколько более высокое его содержание в гипсе объясняется, возможно, примесью эпигенетического целестина, редкие находки которого известны в гипсах Донбасса.

Приблизительно такое же содержание стронция в сульфатных породах приводится и для других районов. Так, в ангидритах Башкирского Приуралья стронция содержится в среднем 0,2% (Страхов, Борнеман-Старынкевич, 1946), в ангидритах цехштейна Германии 0,16% (Jung, Kuitzscke, 1960). Очень редко содержание стронция в ангидритах достигает 4—5% (Бурков, Подпорина, 1962).

В каменной и калийных солях стронция содержится наименьшее количество. По данным 20 анализов каменной соли из различных районов Донбасса, среднее содержание стронция в ней составляет 0,011%, а в каменной соли, содержащей до 20% сильвина, еще ниже — 0,008%. В лангбейните стронций совсем не обнаружен. В каменной соли с примесью полигалита (до 10%) содержится 0,02% стронция.

Аналогичные данные по распространению стронция в природных солях приводят и другие авторы (Страхов, Борнеман-Старынкевич, 1946;

Панченко и др., 1959; Бурков и Подпорина, 1962). Единственным месторождением, где минералы стронция более или менее широко распространены в солях, является Стассфуртское месторождение в ГДР (Негтман, 1961). Целестин встречается там в каменной соли, каинитовых и карналлитовых породах. Это указывает на то, что при определенных специфических условиях возможно обогащение каменной соли стронцием.

Можно наметить следующий ряд горных пород по убывающему содержанию в них стронция (%): гипс (0,19)→доломиты (0,16)→ангидрит (0,15)→известняки (0,09)→засоленные сульфатизированные глины (0,049)→засоленные алевролиты (0,046)→песчаники (0,03—0,017)→глины и аргиллиты (0,014—0,015)→каменная соль (0,011)→сильвинсодержащая каменная соль (0,008).

#### 4. СТРОНЦИЙ В ВОДАХ НИЖНЕПЕРМСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ТОЛЩИ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Как уже отмечалось выше, стронций, так же как калий и бром,— типичный галофильный элемент. Основные промышленные скопления его образуются в результате выпадения из концентрированной морской воды, поэтому изучение закономерностей распределения этого элемента в минерализованных водах и рассолах представляет большой интерес. Этот вопрос приобретает особую важность в связи с высокой подвижностью стронция в зоне гипергенеза. Нижнепермские отложения включают мощную толщу легкорастворимых галогенных осадков, которые могут являться источником стронция. Стронций также легко выщелачивается из карбонатных пород водами. Именно этим объясняется то, что обычно все находки целестина в карбонатных породах — вторичные и образовались, как правило, в результате перераспределения первично-осадочного стронция.

В литературе по этому вопросу имеются очень ограниченные сведения. Обычно отмечается, что в морской воде и водах соляных озер содержится значительно больше стронция, чем в пресных водах (Посохов, 1955; Sugowara, Kawasaki, 1958; Бурков и Подпорина, 1962 и др.). Считается, что наибольшее количество стронция содержится в хлоридных натриевых и натриево-кальциевых водах (Виноградов, 1948). Значительное содержание стронция в этих водах объясняется высокой растворимостью хлорида стронция. Интересные фактические данные о содержании стронция в водах Прикаспийской впадины содержатся в работе Л. В. Славяновой и М. С. Галицына (1964).

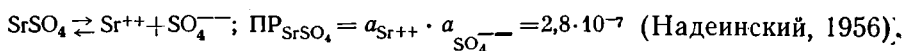
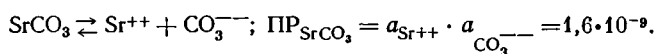
Нижнепермские отложения Донбасса представлены водоупорной толщей пород (глины, аргиллиты, каменная соль). В связи с этим подземные воды в пределах развития галогенной толщи не образуют крупных водоносных горизонтов. Незначительной обводненностью характеризуются лишь горизонты трещиноватых известняков и доломитов, пласты гипса и ангидрита. Наиболее распространены трещинные и карстовые воды, развитые, как правило, локально. Основным источником питания вод — атмосферные осадки.

Как известно, образование и формирование подземных вод связано с выщелачиванием горных пород. В данном случае эволюция вод полностью связана с выщелачиванием каменной соли и гипса и последующими процессами разбавления и метаморфизма минерализованных вод и рассолов. Воды галогенных отложений Донбасса в подавляющем большинстве относятся к сульфатному и хлоридному классам, по классификации М. Г. Валяшко (1962), и нередко имеют минерализацию, достигающую  $>300$  г/л.

Распределение стронция в водах галогенной толщи в зависимости от степени минерализации, по данным 99 анализов, показано на фиг. 3. Как

видно из диаграммы, содержание стронция закономерно увеличивается от 1,3 в пресных водах до 43,5 мг/л в среднем в рассолах с минерализацией 50—150 г/л. В рассолах, насыщенных NaCl, содержание стронция снижается до 21,5 мг/л. Кривая распределения стронция в водах галогенных отложений (см. фиг. 3) совпадает с кривой распределения иона  $\text{SO}_4^{--}$ . Максимальное количество стронция содержится в рассолах, содержащих максимум сульфат-иона (минерализация 50—150 г/л).

Известно, что стронций из растворов может выпадать в виде карбоната ( $\text{SrCO}_3$ ), сульфата ( $\text{SrSO}_4$ ) и хлорида ( $\text{SrCl}_2$ ). Зная содержание стронция в растворе, ионов  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$ ,  $\text{Cl}^-$  и ионную силу раствора, мы можем вычислить произведение концентрации соответствующих ионов и, сравнив их с экспериментально найденными для насыщенных этими солями водных растворов, оценить роль каждого из указанных соединений в миграции и накоплении стронция в условиях выщелачивания галогенных осадков. Чтобы оценить, какая из перечисленных солей будет лучше осаждаться из растворов, большое значение имеет вычисление отношений активностей соответствующих ионов (Бартон, 1960). Так, если принять, что карбонат и сульфат стронция находятся в равновесии с раствором, то отношение активности карбонат-иона к активности сульфат-иона может быть выражено через константы активности продуктов.

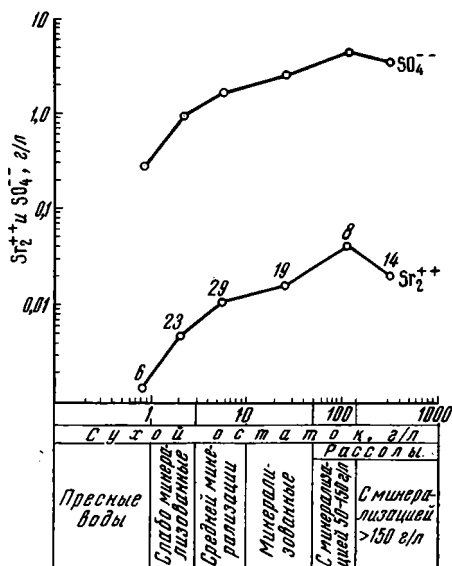


$$\text{Приравниваем } \frac{1,6 \cdot 10^{-9}}{a_{\text{CO}_3^{--}}} = a_{\text{Sr}} = \frac{2,8 \cdot 10^{-7}}{a_{\text{SO}_4^{--}}}; \frac{a_{\text{CO}_3^{--}}}{a_{\text{SO}_4^{--}}} = 5,7 \cdot 10^{-3}. \quad \text{Отсюда}$$

при величине отношения  $\frac{a_{\text{CO}_3^{--}}}{a_{\text{SO}_4^{--}}} > 5,7 \cdot 10^{-3}$  должно происходить осаждение

$\text{SrCO}_3$ , а не  $\text{SrSO}_4$ ; если же величина этого отношения менее  $5,7 \cdot 10^{-3}$ , в осадок должен переходить сульфат стронция.

Наши расчеты будут, конечно, приблизительными, так как для этих соединений отсутствуют экспериментально найденные коэффициенты активности и неизвестен эмпирический коэффициент  $S$  к формуле Дебая — Гюккеля для растворов с высокой ионной силой, как в случае  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4$  (Левченко, 1961). Кроме того, не учитывался ряд факторов, влияющих на равновесие в системе. Тем не менее точность приводимых расчетов вполне удовлетворяет нас, так как, безусловно, дает представление о ходе процесса.



Фиг. 3. Изменение содержания стронция в водах нижнепермской галогенной толщи Донбасса в зависимости от величины сухого остатка и содержания иона  $\text{SO}_4^{--}$

В данном случае мы будем исходить из того, что средние значения коэффициентов активности для одно- и двухвалентных ионов в растворах с ионной силой до 0,5 довольно постоянны. Значения этих коэффициентов, подсчитанные теоретически для различных ионов с некоторым приближением, хорошо совпадают с найденными опытным путем (Надеинский, 1956). Незначительное расхождение коэффициентов активности для различных соединений одно- и двухвалентных ионов при ионной

силе не более 0,5 хорошо видно из сводных таблиц, приведенных В. М. Латимером (1954) по данным различных авторов. В связи с изложенным мы будем пользоваться приближенными значениями коэффициентов активности ионов в зависимости от ионной силы раствора, приведенными в работе Б. П. Надеинского (1956). Все вычисления выполнены для температуры 25°.

Расчет сделаем на примере пробы воды, отобранной из родника на северо-западной окраине с. Дроновки по правому берегу р. Северский Донец. По составу вода относится к сульфатно-гидрокарбонатному кальциево-магниевому типу с со-

Таблица 6

Химический состав воды из родника у села Дроновка (Сев. Донец)

| Наименование иона             | Содержание |        |          |
|-------------------------------|------------|--------|----------|
|                               | мг/л       | мг-экв | мЭкв/л   |
| Ca <sup>++</sup>              | 136,9      | 6,68   | 0,00341  |
| Mg <sup>++</sup>              | 43,5       | 3,58   | 0,00179  |
| N <sup>+</sup>                | 55,5       | 2,32   | 0,00232  |
| NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>  | 22,1       | 0,35   | 0,00035  |
| Cl <sup>-</sup>               | 8,6        | 0,24   | 0,00024  |
| SO <sub>4</sub> <sup>--</sup> | 301,2      | 6,27   | 0,00313  |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | 229,5      | 5,40   | 0,00540  |
| St <sup>++</sup>              | 2,6        | 0,058  | 0,000029 |

Сухой остаток 0,787 г/л; pH=7,3.

содержанием (в пересчете на солевой состав) суммы бикарбонатов кальция и магния 42,55%. Общая сумма солей составляет менее 1 г/л. Химический состав этой пробы воды приведен в табл. 6.

Как известно, для сильных электролитов, какими являются исследуемые воды, термодинамическая активность ( $a$ ) связана с концентрацией ( $c$ ) отношением  $a=f \cdot c$ , где  $f$  — коэффициент пропорциональности, учитывающий взаимодействие данного иона с окружающей средой. В водных растворах коэффициент активности ( $f$ ) иона зависит от концентрации и валентности всех присутствующих ионов и имеет одно и то же числовое значение для растворов одинаковой ионной силы —  $\mu$ . При этом

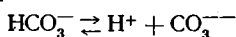
$$\mu = \frac{1}{2} \sum ciz^2,$$

где  $\mu$  — ионная сила;  $z$  — заряд иона;  $c$  — концентрация иона в г-ион/л.

В данном случае ионная сила раствора (см. табл. 6) составляет:

$$\mu = \frac{1}{2} (0,00341 \cdot 4 + 0,00179 \cdot 4 + 0,00232 + 0,00024 + 0,00313 \cdot 4 + 0,0054) = 0,02.$$

Коэффициент активности ( $f$ ) при данной ионной силе раствора равен для однозарядных ионов — 0,87, для двухзарядных — 0,57 (Надеинский, 1956). Чтобы воспользоваться приведенным отношением активности ионов CO<sub>3</sub><sup>--</sup> и SO<sub>4</sub><sup>--</sup>, определим активность в растворе иона CO<sub>3</sub><sup>--</sup>.



$$\text{Константа диссоциации } K_2 = \frac{a_{\text{H}^+} \cdot a_{\text{CO}_3^{--}}}{a_{\text{HCO}_3^-}} = 5,61 \cdot 10^{-11}; \quad (1)$$

$$\text{pH} = 7,3; \text{pH} = -\lg a_{\text{H}^+} = -\lg \text{H}^+ = 7,3; \lg \text{H}^+ = 7,3 - 8 = -0,7, [\text{H}^+] = 5,012 \cdot 10^{-8} \text{ моль/л},$$

$$a_{\text{HCO}_3^-} = f [\text{HCO}_3^-] = 5,4 \cdot 10^{-3} \cdot 8,7 \cdot 10^{-1} = 4,7 \cdot 10^{-3}.$$



Подставим полученные значения  $a_{H^+}$  и  $a_{HCO_3^-}$  в уравнение (1):

$$\frac{5 \cdot 10^{-8} \cdot a_{CO_3^{--}}}{4,7 \cdot 10^{-3}} = 5,61 \cdot 10^{-11}; \quad a_{CO_3^{--}} = \frac{5,61 \cdot 10^{-11} \cdot 4,7 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-8}} = 5,2 \cdot 10^{-6},$$

$$a_{SO_4^{--}} = f[SO_4^{--}] = 3,13 \cdot 10^{-3} \cdot 5,7 \cdot 10^{-1} = 1,77 \cdot 10^{-3};$$

$$\frac{a_{CO_3^{--}}}{a_{SO_4^{--}}} = \frac{5,2 \cdot 10^{-6}}{1,77 \cdot 10^{-3}} = 3,05 \cdot 10^{-3}, \text{ то есть } \frac{a_{CO_3^{--}}}{a_{SO_4^{--}}} < 5,7 \cdot 10^{-3}.$$

Следовательно, в этом случае осаждается  $SrSO_4$ , а не  $SrCO_3$ . Произведение активности ионов  $Sr^{++}$  и  $SO_4^{--}$  в рассматриваемом растворе составляет:

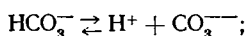
$$a_{Sr^{++}} \cdot a_{SO_4^{--}} = f[Sr^{++}] \cdot [SO_4^{--}] = (0,57)^2 \cdot 2,9 \cdot 10^{-5} \cdot 3,13 \cdot 10^{-3} = 2,7 \cdot 10^{-8}.$$

Произведение растворимости сульфата стронция ( $PP_{SrSO_4}$ ) —  $2,8 \cdot 10^{-7}$ . Таким образом, в данном случае рассматриваемый раствор недонасыщен  $SrSO_4$  в  $\frac{2,8 \cdot 10^{-7}}{2,7 \cdot 10^{-8}} \sim 10$  раз. Необходимо отметить, что

подобные воды сульфатно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного состава распространены незначительно среди гадогенных отложений. Гидрокарбонатный ион играет ограниченную роль в изучаемых водах, и его активность с увеличением минерализации неуклонно снижается. Доминирующее значение принадлежит ионам  $SO_4^{--}$  и  $Cl^-$ . Учитывая результаты вычислений, трудно предположить, чтобы из вод, циркулирующих в зоне выщелачивания, происходило осаждение  $SrCO_3$ .

Для примера сделаем расчет одной из проб вод, в составе которой значительная роль принадлежит ионам  $SO_4^{--}$  и  $Cl^-$ . Проба отобрана из карстового озера в районе шахты им. Шевченко и относится к типу хлоридных натриевых вод. Химический состав ее приведен в табл. 7. 82% суммы солей приходится на  $NaCl$  и 15,2% — на сульфаты кальция и магния. Ионная сила раствора составляет:

$$\mu = \frac{1}{2} (4 \cdot 0,00165 + 4 \cdot 0,0091 + 0,250 + 4 \cdot 0,0234 + 0,249 + 0,003) = 0,319$$



$$K_2 = \frac{a_{H^+} \cdot a_{CO_3^{--}}}{a_{HCO_3^-}} = 5,61 \cdot 10^{-11}; \quad pH = 7,3; \quad [H^+] = 5 \cdot 10^{-8};$$

$$a_{HCO_3^-} = 3 \cdot 10^{-3} \cdot 7 \cdot 10^{-1} = 2,1 \cdot 10^{-3};$$

Таблица 7

Химический состав воды из карстового озера в районе шахты им. Шевченко

| Наименование<br>ион | Содержание |        |          |
|---------------------|------------|--------|----------|
|                     | мг/л       | мг-экв | моль/л   |
| $Ca^{++}$           | 661,3      | 33,6   | 0,00165  |
| $Mg^{++}$           | 221,9      | 18,3   | 0,0091   |
| $Na^+$              | 5729,3     | 249,1  | 0,249    |
| $Cl^-$              | 8879,2     | 250,4  | 0,250    |
| $SO_4^{--}$         | 2225,0     | 46,9   | 0,0234   |
| $HCO_3^-$           | 183,0      | 3,0    | 0,0030   |
| $Sr^{++}$           | 19,0       | 0,43   | 0,000215 |

Сухой остаток 17,929 г/л; pH=7,3.

$$a_{\text{CO}_3^{--}} = \frac{5,61 \cdot 10^{-11} \cdot 2,1 \cdot 10^{-3}}{5 \cdot 10^{-8}} = \frac{11,8 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-8}} = 2,35 \cdot 10^{-6};$$

$$a_{\text{SO}_4^{--}} = 2,34 \cdot 10^{-2} \cdot 2,1 \cdot 10^{-1} = 4,95 \cdot 10^{-3};$$

$$\frac{a_{\text{CO}_3^{--}}}{a_{\text{SO}_4^{--}}} = \frac{2,35 \cdot 10^{-6}}{5,5 \cdot 10^{-3}} = 4,26 \cdot 10^{-4}.$$

То есть  $\frac{a_{\text{CO}_3^{--}}}{a_{\text{SO}_4^{--}}} < 5,7 \cdot 10^{-3}$ , что указывает на возможность осаждения из раствора  $\text{SrSO}_4$ .

$$a_{\text{Sr}^{++}} \cdot a_{\text{SO}_4^{--}} = f^2 [\text{Sr}^{++}] \cdot [\text{SO}_4^{--}] = 2,3 \cdot 10^{-2} \cdot 2,15 \cdot 10^{-4} \cdot 4,41 \cdot 10^{-2} = 2,17 \cdot 10^{-7}$$

Таким образом, раствор можно считать близким к насыщению по отношению к сульфату стронция.

В связи с тем, что единственной формой, в которой стронций может переходить в осадок из исследуемых вод, является сульфатная, нами рассчитаны произведения активности ионов  $\text{Sr}^{++}$  и  $\text{SO}_4^{--}$  для различных типов вод. Полученные результаты, сведенные в табл. 8, показывают, что во многих случаях воды или близки к насыщению или насыщены по отношению к этим ионам. Особенно высокой насыщенностью отличаются сульфатно-хлоридные натриево-кальциево-магниевые воды доломитовых пластов, сульфатные кальциевые воды гипсовых пластов и хлоридные натриевые высокоминерализованные воды. В перечисленных типах вод произведение активностей ионов  $\text{Sr}^{++}$  и  $\text{SO}_4^{--}$  практически отвечает произведению растворимости  $\text{SrSO}_4$ . Так как многие из рассматриваемых вод близки к насыщению ионами  $\text{Sr}^{++}$  и  $\text{SO}_4^{--}$ , можно предположить, что кривая распределения стронция (см. фиг. 3) в водах галогенной толщи в зависимости от степени минерализации отвечает растворимости  $\text{SrSO}_4$ . Именно этим обстоятельством, по-видимому, объясняется совпадение кривой распределения стронция и сульфат-иона.

Таким образом, как показывает изучение минерализованных вод и рассолов галогенной толщи, большинство из них или насыщены или близки к насыщению ионами  $\text{Sr}^{++}$  и  $\text{SO}_4^{--}$ .

При образовании древних элювиальных отложений в районе с. Дроповки происходило выщелачивание и разрушение пород славянской свиты, в которых сульфатные осадки играют значительную роль, и, следовательно, воды должны были носить резко выраженный сульфатный характер. Трудно предположить, чтобы из таких растворов стронций осаждался в какой либо-другой форме, кроме сульфатной, а следовательно, и роль обменных реакций в образовании целестина, которым многие авторы придают большое значение при эпигенетических процессах (Зарицкий, 1960; Бурков и Подпорина, 1962), была весьма ограничена.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Наиболее высокие концентрации стронция установлены для карбонатных пород и элювиальных глинистых отложений, залегающих на эродированной поверхности соленосных осадков славянской свиты.

2. Для нижнепермской галогенной толщи Донбасса характерно закономерное увеличение содержания стронция в карбонатных горизонтах вверх по разрезу от цикла к циклу. Максимальное среднее содержание стронция при этом приходится на горизонт  $S_4$  (в среднем 0,5%).

3. Сравнительно легкая выщелачиваемость стронция из химических осадков обуславливает высокую подвижность этого элемента в зоне гипергенеза, создавая тем самым благоприятные условия для вторичных

Результаты расчетов произведения активности ионов  $\text{Sr}^{++}$  и  $\text{SO}_4^{--}$  в водах галогенных отложений Донецкого бассейна

| Место отбора проб                                                | Тип воды по С. А. Щукареву                       | Единица измерения | Химический состав |                  |                                 |                    |                               |                               |                    |                              |                 |                    |                     |     |      |      |      |      | μ    | f     | $a_{\text{Sr}^{++}} \cdot a_{\text{SO}_4^{--}}$ | PP $\text{SrSO}_4$    |                                            |
|------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|-------------------|-------------------|------------------|---------------------------------|--------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------------------|------------------------------|-----------------|--------------------|---------------------|-----|------|------|------|------|------|-------|-------------------------------------------------|-----------------------|--------------------------------------------|
|                                                                  |                                                  |                   | Ca <sup>++</sup>  | Mg <sup>++</sup> | Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup> | Σ                  | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>++</sup> | Cl <sup>-</sup>    | NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | NO <sub>2</sub> | Σ                  | Сухой остаток в г/л | pH  | Sr   | B    | K    | Br   |      |       |                                                 |                       | J                                          |
|                                                                  |                                                  |                   |                   |                  |                                 |                    |                               |                               |                    |                              |                 |                    |                     |     | мг/л |      |      |      |      |       |                                                 |                       |                                            |
| Село Дроновка, правый борт р. Сев. Донец, родник                 | Сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-магниевая   | мг/л<br>мг·экв    | 136,90<br>6,83    | 43,50<br>3,58    | 55,50<br>2,32                   | 235,90<br>12,76    | 329,50<br>5,40                | 301,50<br>6,27                | 8,60<br>0,24       | 22,10<br>0,35                | —               | 741,4<br>12,26     | 0,788               | 7,2 | 2,6  | 1,12 | 1,0  | 7,9  | Сл.  | 0,02  | 0,578                                           | 2,76·10 <sup>-8</sup> | 2,8·10 <sup>-7</sup><br>(Наденнский, 1956) |
| Шахта № 2 Ямского доломитового комбината, доломит Q <sub>3</sub> | Сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая          | мг/л<br>мг·экв    | 121,60<br>6,08    | 58,12<br>4,75    | 277,92<br>11,58                 | 980,77<br>22,44    | 97,60<br>3,60                 | 552,48<br>11,51               | 259,92<br>7,33     | —                            | —               | 970,00<br>22,44    | 1,950               | 7,0 | 8,0  | 4,8  | 4,5  | 2,0  | —    | 0,028 | 0,520                                           | 2,65·10 <sup>-7</sup> |                                            |
| Деревня Триполье, колодец                                        | Сульфатная натриевая                             | мг/л<br>мг·экв    | 30,54<br>4,50     | 46,32<br>3,80    | 230,00<br>25,10                 | 306,86<br>30,40    | 378,20<br>6,10                | 825,27<br>17,30               | 251,05<br>7,00     | 9,20<br>0,14                 | —               | 1454,52<br>30,40   | 1,882               | 7,1 | 3,0  | 18,2 | 0,4  | 0,8  | —    | 0,041 | 0,480                                           | 6,75·10 <sup>-8</sup> |                                            |
| Район соляной шахты им. Шевченко, озеро                          | Сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая          | мг/л<br>мг·экв    | 280,60<br>14,00   | 114,30<br>9,40   | 325,70<br>15,20                 | 720,60<br>38,60    | 298,00<br>4,90                | 1107,80<br>23,06              | 375,90<br>10,60    | —                            | —               | 1781,70<br>38,56   | 2,503               | 7,3 | 4,0  | 0,15 | 7,1  | 6,8  | —    | 0,062 | 0,41                                            | 8,80·10 <sup>-8</sup> |                                            |
| Западная окраина хут. Спаского, гипсовый карьер, родник          | Сульфатная кальциевая                            | мг/л<br>мг·экв    | 608,30<br>30,36   | 47,50<br>3,91    | 75,00<br>3,13                   | 730,80<br>37,54    | 250,20<br>4,10                | 1151,80<br>32,31              | 68,20<br>1,34      | 48,00<br>0,77                | —               | 1518,20<br>38,53   | 2,770               | 7,2 | 10,0 | 0,48 | 5,6  | 6,4  | —    | 0,069 | 0,40                                            | 2,69·10 <sup>-7</sup> |                                            |
| Правый берег р. Сух, Плотва близ с. Белогоровки, родник          | Сульфатная кальциевая                            | мг/л<br>мг·экв    | 621,30<br>31,01   | 85,70<br>7,05    | 170,00<br>7,09                  | 877,00<br>45,48    | 323,40<br>5,30                | 1601,20<br>33,34              | 259,10<br>7,40     | 48,00<br>0,77                | —               | 2183,70<br>41,83   | 3,200               | 7,1 | 9,0  | 0,28 | 13,0 | 4,8  | Сл.  | 0,079 | 0,39                                            | 2,44·10 <sup>-7</sup> |                                            |
| Шахта Б. Гольма, доломит R <sub>2</sub>                          | Сульфатно-хлоридная натриево-кальциево-магниевая | мг/л<br>мг·экв    | 299,40<br>14,97   | 169,02<br>13,90  | 571,92<br>23,83                 | 1040,34<br>52,70   | 183,00<br>4,6                 | 1366,67<br>28,47              | 696,08<br>19,63    | —                            | —               | 2293,75<br>52,70   | 3,334               | 7,2 | 5,8  | 10,5 | 6,0  | 3,25 | »    | 0,080 | 0,38                                            | 1,17·10 <sup>-7</sup> |                                            |
| Район соляной шахты им. Шевченко, озеро                          | Хлоридно-сульфатная кальциево-натриевая          | мг/л<br>мг·экв    | 521,00<br>26,00   | 173,30<br>14,3   | 1479,10<br>24,10                | 2173,40<br>64,40   | 54,90<br>0,90                 | 1056,70<br>22,00              | 1457,40<br>41,40   | —                            | —               | 2569,00<br>64,3    | 4,724               | 6,8 | 3,2  | 0,29 | 6,3  | 6,8  | »    | 0,095 | 0,35                                            | 4,90·10 <sup>-8</sup> |                                            |
| Район соляной шахты им. Свердлова                                | Хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая          | мг/л<br>мг·экв    | 472,74<br>23,60   | 117,93<br>9,70   | 940,00<br>47,30                 | 1530,67<br>80,60   | 106,75<br>1,75                | 1507,74<br>31,30              | 1678,90<br>47,40   | —                            | —               | 3293,39<br>42,57   | 5,058               | 7,0 | 6,4  | 0,11 | 12,0 | 4,38 | »    | 0,112 | 0,31                                            | 1,10·10 <sup>-7</sup> |                                            |
| Село Покровское, Алебастровый завод, колодец                     | Сульфатная магниевая кальциевая                  | мг/л<br>мг·экв    | 590,90<br>29,49   | 595,80<br>49,00  | 272,00<br>11,34                 | 1458,70<br>89,87   | 396,60<br>6,56                | 2792,60<br>58,14              | 559,10<br>16,80    | 508,40<br>8,20               | 0,40<br>0,009   | 4257,10<br>89,65   | 6,014               | 7,4 | 13,4 | 21,5 | 1,5  | 7,9  | »    | 0,153 | 0,29                                            | 3,8·10 <sup>-7</sup>  |                                            |
| Соляная шахта им. Володарского                                   | Хлоридная натриевая                              | мг/л<br>мг·экв    | 411,83<br>20,60   | 154,68<br>12,70  | 2200,00<br>114,80               | 2766,51<br>148,20  | 240,95<br>3,90                | 1403,68<br>29,20              | 4079,679<br>115,10 | —                            | —               | 5724,23<br>148,2   | 9,048               | 7,2 | 7,8  | 1,2  | 13,0 | 5,8  | 2,11 | 0,170 | 0,27                                            | 6,5·10 <sup>-8</sup>  |                                            |
| Район соляной шахты им. Шевченко, озеро                          | Хлоридная натриевая                              | мг/л<br>мг·экв    | 661,30<br>33,00   | 221,80<br>18,30  | 5729,30<br>249,10               | 6612,50<br>300,40  | 183,00<br>3,00                | 2255,00<br>183,00             | 8879,20<br>250,40  | —                            | —               | 11417,20<br>436,40 | 17,920              | 7,1 | 19,0 | 0,5  | 10,0 | 6,6  | Сл.  | 0,348 | 0,20                                            | 2,17·10 <sup>-7</sup> |                                            |
| Оз. Вейсовое                                                     | Хлоридная натриевая                              | мг/л<br>мг·экв    | 1322,60<br>66,00  | 182,40<br>15,50  | 15691,70<br>682,30              | 17196,80<br>763,80 | 91,50<br>1,50                 | 3950,40<br>82,30              | 24112,80<br>680,00 | —                            | —               | 28154,00<br>764,00 | 45,351              | 7,3 | 10,8 | 3,5  | 39,0 | 10,4 | 0,89 | 0,780 | 0,15                                            | 1,10·10 <sup>-7</sup> |                                            |

концентраций. Литолого-фациальные особенности дриновского проявления целестина указывают на то, что желваки целестина в древнем элювии, так же как и многочисленные включения его в известняке  $S_3$ , являются вторичными образованиями. Их возникновение относится к стадиям эпигенеза.

4. Расчет соответствующих ионных отношений по Бартону показывает, что во всех случаях из вод, циркулирующих в зоне выщелачивания галогенных отложений, стронций должен осаждаться в форме сульфата. Причем, как показали вычисления произведения активности ионов  $Sr^{++}$  и  $SO_4^{--}$ , многие типы вод или насыщены или близки к насыщению по отношению к сульфату стронция.

5. Данные, полученные в результате изучения геохимии стронция, указывают на то, что наиболее перспективны для поисков этого элемента древний элювий, образовавшийся в результате разрушения и выщелачивания галогенных отложений нижней перми, и верхние карбонатные горизонты славянской свиты (в первую очередь горизонты  $S_4$  и  $S_3$ ).

## ЛИТЕРАТУРА

- Бартон П. Б. Некоторые пределы возможного состава рудообразующих растворов. Сб. «Термодинамика геохимических процессов» Изд. иностр. лит., 1960.
- Бондаренко С. П. Новые данные о краматорской свите Донецкой перми. Геол. ж., т. XXIII, вып. 2, 1963.
- Бурков В. В., Подпорина Е. А. Стронций. Изд. АН СССР, 1962.
- Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений солей. Изд. Моск. ун-та, 1962.
- Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1, 1948.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в Земной коре. Геохимия, 1, 1956.
- Виноградов А. П., Боровик-Романова Т. Ф. К геохимии стронция. Докл. АН СССР, 46, 5, 1945.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород русской платформы. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 1. Изд. АН СССР, 1952.
- Зарицкий П. В. О целестине из нижнепермских отложений Донбасса. Докл. АН СССР, 133, 2, 1960.
- Зарицкий П. В. О целестине из нижнепермских отложений Бахмутской котловины в связи с их геохимическими особенностями. Сб. «Материалы по геол. и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы». Харьков, 1961.
- Карасик М. А., Гончарова Ю. И., Кальян Г. А. Про поширення стронцію в нижньопермських відкладах Донецького басейну. Сб. «Мінералогія і геохімія південносхідної частини УРСР.» Изд. АН УРСР, Киев, 1963.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.-разв. ин-та, вып. 143, 1959.
- Лазаренко Е. К., Сливко И. Ю. Целестины Приднестровья. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, 12, 1958.
- Лапкин И. Ю. К стратиграфии нижней перми юга Русской платформы. Докл. АН СССР, 137, 1, 1961.
- Латимер В. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. Изд. иностр. лит., 1954.
- Левенштейн М. Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна. Сб. «Материалы по геол. и газоносности нижнепермских отложений юга Русской платформы». Харьков, 1961.
- Левенштейн М. Л., Бобров В. П. Калийные соли в галогенных отложениях нижней перми Донецкого бассейна. Литология и полезные ископаемые, 3, 1964.
- Левченко В. М. О растворимости сульфата и карбоната кальция в зависимости от ионной силы раствора. Гидрохимические материалы, 31, 1961.
- Миропольский Л. М. Топогеохимическое исследование пермских отложений Татарии. Изд. АН СССР, 1956.
- Надеинский Б. П. Теоретические обоснования и расчеты в аналитической химии, Изд. «Сов. наука», 1956.
- Нестеренко Л. П. О составе и строении свиты медистых песчаников Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, 100, 5, 1955.
- Нестеренко Л. П. Стратиграфия пермских отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1956.

- Панченко Л. Д., Иващенко Н. Д., Волченко Л. Д. Исследования содержания микропримесей в соли различных месторождений. Тр. Укр. н.-и. ин-та соляной промышленности, вып. 2, 1959.
- Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. Изд. АН СССР, 1965.
- Славянова Л. В., Галицын М. С. Бром, йод и стронций в подземных водах Прикаспийской впадины. «Вопр. геохимии подземных вод». Тр. ВСЕГИНГЕО. Изд. «Недра», 1964.
- Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и бrome в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. Сб. «Вопр. минералогии, петрографии и геохимии», Изд. АН СССР, 1946.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд. АН СССР, 1962.
- Турекьян К. К., Калп Дж. Геохимия стронция. Сб. «Геохимия редких элементов». Изд. иностр. лит., 1959.
- Green J. Geochemical table of elements for 1953. Bull. Geol. Soc. Amer. v. 64, N 9, 1953.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochim. et cosmochim. acta, v. 13, N 2—3, 1958.
- Herrman A. G. Zur Geochemie des Strontiums in der Salinoren Zechsteinable — age-  
rungen der Stassfurt Seria des Südharzbezirkes. Chemie Erde, N 2, 21, 1961.
- Jung W., Kuitzске G. Kombiniert-feinstarting — raphischgeochemische. Unters-  
chung der Anhydrite des Zechstein. J. in S. E.—Harsvorland-Geologie, Jg. 9,  
1960.
- Keith M. L., Degens E. T. Geochemical Indicators of marine and freshwater sedi-  
ments. Researches in Geochemistry, N. J.—London, 1959.
- Noll W. Geochemie des Strontium. Chemie Erde, 8, 1934.
- Sugawara K., Kawasaki N. Strontium and calcium distribution in Western  
Pacific, Indian and Antarctic Oceans. Rec. Oceanogr. Works' Japan., sec., N 2,  
1958.

Институт минеральных ресурсов  
Симферополь

Дата поступления  
1.III.1965

УДК 551.7

## **О ВОЗМОЖНОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СОЛЯНЫХ ТОЛЩ**

**Д. П. ХРУЩОВ**

За последнее десятилетие в результате широкого развития поисков нефти и газа в ряде районов Днепровско-Донецкой впадины вскрыты соленосные отложения девонского и пермского возраста. Расшифровка геологического строения некоторых газонефтеносных структур осложнялась неясными тектоническими соотношениями этих двух толщ. Для детализации геологического строения таких структур потребовалось привлечение вспомогательных коррелятивных методов (спорово-пыльцевой анализ, определение абсолютного возраста некоторых минералов, петрографическое изучение нерастворимых пород галогенного комплекса и т. п.), что, однако, не всегда приводило к однозначным решениям. В связи с этим нами была предпринята попытка подойти к решению этой проблемы с позиций детального изучения литологических особенностей самих соляных пород. Решение поставленной задачи должно обеспечить возможность дифференцирования девонских и нижнепермских соленосных отложений в пределах всего региона. Ранее некоторые корреляционные признаки были определены для ряда структур юго-восточной части впадины (Галицкий, 1963) и зоны сочленения с Донецким складчатым сооружением (Коган и Андреева, 1963), однако действие установленных этими исследованиями закономерностей носит локальный характер.

Различия литологических особенностей нижнепермских и верхнедевонских соляных образований определяются первично-седиментационными и тектоническими причинами. Первые обусловлены отличием геохимической обстановки солеродных бассейнов и выражаются вариациями литологических особенностей самих соляных пород и минеральных примесей. Тектонические факторы вызывают изменения первичных структурно-текстурных свойств этих двух разновозрастных толщ в той мере, в какой это дает возможность дифференцирования. Определенная роль принадлежит также процессам эпигенеза, носившим в каждой из этих толщ несколько различный характер.

Появление первичноседиментационных различий определяется прежде всего тем, что нижнепермский и верхнедевонский бассейны не являлись однотипными. Девонский солеродный бассейн по классификации Н. М. Страхова (1962) следует рассматривать как крупный залив вирильского типа. «Бассейны соленакопления такого рода,— пишет Н. М. Страхов,— демонстрируют нам особый тип солеродного залива, резко отличный от карабогазского. Это длинный, но узкий залив, в котором питание солями происходило практически с одного конца, и потому возникало прогрессирующее осолонение воды с удалением от питающего устья... строению формации в целом свойственна ярко выраженная асимметрия, превосходно видная на современном Бокано-де-Вирилла». Бассейны такого типа «...развивались на базе особой для каждого случая длительно

жившей тектонической депрессии, жизнь которой собственно и определяла историю образования формации» (стр. 315).

В нижнепермское время Днепровско-Донецкий район осадконакопления представлял собой мешкообразное узкое и мелководное ответвление внутриконтинентального солеродного регрессирующего морского водоема, который постепенно превращался в замкнутое внутриконтинентальное море. Единство этих двух зон соленакопления доказывается фациально-литологическими особенностями соленосных толщ, а также другими факторами. Днепровско-Донецкое ответвление нижнепермского бассейна, захватившего восточную часть Русской платформы, в свою очередь расчленилось на ряд ветвей более высокого порядка. Сложный ритм тектонических движений обуславливал многократное чередование пород различного петрографического состава — от хемогенных, включая соляные, до терригенных — песков, песчаников и глинисто-алевролитовых отложений; образование калийно-магниевого солей в различных участках Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса связано с периодами максимального осолонения. Явно выраженной асимметрии бассейна в осадчении легкорастворимых солей не отмечено.

Этим в сущности и объясняются наиболее общие различия литологического состава соленосных отложений нижнепермского и верхнедевонского возраста: в то время как для разреза девонского хемогенного комплекса свойственно преобладание галогенных и присутствие нормально морских пород, в разрезе нижнепермского комплекса встречаются осадки преимущественно галогенного и галогенно-континентального типа, известняки же, доломиты и аргиллиты почти отсутствуют либо играют резко подчиненную роль.

Особое место занимают встречающиеся в девонской соленосной толще вулканогенные образования, коррелятивная роль которых отражена в работах И. В. Галицкого (1963), В. Д. Когана и В. И. Андреевой (1963).

Одной из специфических особенностей девонской галогенной толщи является крайне ограниченное распространение отложений смешанного терригенно-пегнитогенного происхождения — типичных галопелитов, а также карбонатно- и ангидрито-галитовых пород, тогда как во время формирования нижнепермского соленосного комплекса наложение эвапоритового и терригенного типов осадконакопления происходило довольно часто, хотя и в несравненно меньших масштабах, чем это проявлялось при образовании миоценовых соленосных формаций Предкарпатья.

Показательно сравнение количественной роли малорастворимых пород в разрезах галогенных толщ нижнепермского и верхнедевонского возраста. Так, по подсчетам И. В. Галицкого, в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины количество каменной соли в отложениях славянской свиты составляет около 50 в Коломакской структуре, до 30 в Коллонтаевской и менее 50% — в Октябрьской структуре. В славянской свите среднее содержание каменной соли 40—60% (Корневский и др., 1964); в краматорской свите от 80 (Коломакская и Октябрьская структуры) до 90% (Машевская структура, данные И. В. Галицкого).

На Озерянской площади коэффициент соленасыщения соленосной толщи составляет 70%. Относительно низкие его значения в нижнепермских галогенных отложениях отмечаются как в северо-западной (Кошелевская, Вертиевская и др. площади), так и в юго-восточной частях впадины, в зоне сочленения Днепровско-Донецкой впадины с Донецким складчатым сооружением (Каменная площадь, Алексеевская, Шебелинская и др. структуры). В то же время девонские соленосные отложения, встреченные в соляных штоках, характеризуются коэффициентами соленасыщения от 85,2 (Каплинцевский шток) до 95 (Распашновская структура), 96,5 (Роменский купол) и даже 98% (Солоницкая структу-

ра). Такую же высокую степень соленасыщения имеют Ефремовская, Лейковская, Логовиковская и другие структуры. Несколько ниже коэффициент соленасыщения Исачковского штока и Дмитриевской структуры (около 75%), что для соляных куполов не характерно. Высокие значения соленасыщенности галогенных пород, вскрытых в штоках, объясняются не столько низким содержанием труднорастворимых пород в девонской солоносной толще (что также связано со специфическим характером солеродного бассейна), сколько механизмом образования штоков, при котором вовлекаются в движение прежде всего пластичные породы.

В настоящее время установлена калиеносность нижнепермских и верхнедевонских отложений. В то время как в первых обнажен довольно разнообразный комплекс соляных минералов (сильвин, карналлит, полигалит, кизерит, а в Бахмутской котловине, по данным В. П. Боброва, — лангбейнит, каинит и шенит), калийные соли верхнедевонской галогенной формации представлены исключительно хлоридной ветвью (сильвинит). В этом отношении отмечается сходство верхнедевонских солеродных бассейнов Днепровско-Донецкой впадины и Припятского прогиба. Специфическая же черта нижнепермского солеродного бассейна — слабая метаморфизация рапы, выразившаяся в отложении сульфатных солей: кизерита, эпсомита, полигалита и т. д. Распространение минералов сульфатной группы отмечено в Вертиевской (кизерит), Кошелевской (кизерит, эпсомит), Машевской (кизерит), Октябрьской (полигалит), Коломакской (полигалит, глауберит?), Алексеевской, Северо-Волвенковской и Каменской структурах. Отложение чисто хлоридных калийно-магниевых солей, соответствующее условиям прямой метаморфизации рапы солеродного бассейна, наблюдается значительно реже и приурочено преимущественно к верхним частям разреза нижнепермской галогенной толщи (Вертиевская, Машевская, Каменская и др.). Калийные соли верхних горизонтов представлены почти исключительно сильвинном, и очень редко встречается карналлит.

Наиболее резко различия между соляными отложениями девонской и пермской толщ проявляются в структурно-текстурных особенностях. Галитовые породы нижнепермского возраста в значительной мере сохраняют первично-седиментационные черты строения. К ним относятся прежде всего слоистая текстура каменной соли (для толщи также характерен слоистый тип макроструктуры), изометричнозернистая структура и, наконец, первично-зональная микроструктура зерен галита.

Слоистая текстура каменной соли обусловлена присутствием тонких, ритмично чередующихся прослоек ангидрита или гипса с примесью глинистых, реже карбонатных частиц. Довольно часто в галитовых породах наблюдаются также красновато- или коричневатобурые прослойки, возникшие за счет увеличения количества пелитового ожелезненного материала в промежутках между зернами галита. Оба вида прослоек иногда присутствуют совместно. Амплитуда ритмов около 8—10 см. Возникновение слоистости объясняется причинами сезонного характера. Появление гипсо-ангидритовых прослоек обычно связывается с периодами весеннего разбавления рапы. Периодическое обогащение каменной соли ожелезненным пелитовым материалом пока не объяснено. Условно можно допустить осаждение окисных соединений железа при возрастающем дефиците  $С_{орг}$  во время зимних температурных минимумов<sup>1</sup>.

Слоистость каменной соли проявляется с различной степенью четкости и иногда полностью вуалируется отложением большого количества карбонатного, ангидритового и глинистого материала. В некоторых случаях прослойки ангидрита разрываются и деформируются в процессе

---

<sup>1</sup> Зависимость форм проявления железа от количества органических веществ в солеродном бассейне отражена в работе Деллвига (Dellwig, 1955).



собирающей перекристаллизации каменной соли, что особенно часто наблюдается в юго-восточной части района (Каменская и другие структуры). Ритмичная слоистость в галогенных отложениях девонского возраста отсутствует, а в районе Припятского прогиба, по описанию А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960) и других авторов, она совершенно иная<sup>2</sup>.

Наиболее типичной структурой нижнепермской соли является изометричнозернистая. Однако иногда отмечается и кристаллопластическая структура галитовых пород. Возникновение ее в нижнепермской соленосной толще обуславливается двумя причинами: 1) подвижками соляных масс в непосредственной близости от штоков (Машевская площадь, Алексеевское поднятие); 2) чисто локальными смятиями в условиях нормального залегания соленосных отложений (Каменская структура). Последние обычно отмечаются на участках значительных мощностей галогенных толщ, однако распространение их крайне ограничено.

В случае сохранения первичных структурно-текстурных особенностей строения породы встречается удлиненная форма зерен, напоминающая очертания «зубьев» галита. В таких зернах иногда заметна первично-зональная микроструктура «елочки». Отличие подобной структуры от кристаллопластической девонской соли состоит в различном наклоне длинных осей зерен в противоположность однообразной ориентировке кристаллов при текстурах течения в соляных штоках. Некоторое отклонение от обычных структур представляет собой «брусковидная» структура галита: ориентировка уплощенных зерен субгоризонтальная или беспорядочная. Возникновение такой структуры объясняется первично-седиментационными причинами, так же как и появление идиоморфных куб-октаэдрических кристаллов галита. Следует иметь в виду, что эти структурные разновидности по размерам зерен соответствуют мелкозернистой градации.

Касаясь вопроса размеров зерен каменной соли штоков и нижнепермской соляной толщи, трудно найти какую-либо общую закономерность. В. Д. Коган и В. И. Андреева (1963) полагают, что для нижнепермского соленосного комплекса характерна «грубозернистая» структура, а для девонской соли — «более грубозернистая». Такое представление справедливо для района Алексеевской, Рябухинской и Крестищенской площадей, исследованных этими авторами. По отношению к району в целом данное положение вряд ли справедливо. Прежде всего следует отметить находки в штоках своего рода «соляного песка» или «соляного песчаника» с размерами зерен не более нескольких миллиметров (Ефремовская и Солоницкая структура), а также мелко- и среднезернистого галита в блоках каменной соли, сохранившей первично-седиментационные черты строения (Солоницкий и Каплинцевский штоки). В то же время в отложениях нижнепермского возраста отмечается распространение гигантокристаллической структуры (Каменская площадь). Условно можно считать, что галитовым отложениям нижнепермского возраста свойственна мелко- и среднезернистая структура, гигантокристаллическая же развита преимущественно в верхних частях разрезов соленосной толщи, наиболее подверженных воздействию эпигенеза, и встречается чаще всего в юго-восточной части региона. Для каменной соли штоков наиболее характерна средне- и крупнозернистая структура. Гигантокристаллическая структура наблюдается в штоках, которые характеризуются активным развитием вторичных процессов (прежде всего штоки, выход которых связан с палеозойскими горообразовательными движениями — Ефремовский и др.).

---

<sup>2</sup> В последнее время в Днепровско-Донецкой впадине обнаружена ритмичная слоистость девонских галитовых пород. Слоистая текстура в девонской соли встречается редко и коренным образом отличается от слоистости нижнепермской соли.

Использование одной из наиболее резко выраженных отличительных особенностей — первично-зональной микроструктуры галита — требует известной осторожности. Распространение ее среди галогенных отложений нижнепермского возраста в региональном плане отмечается почти повсеместно, что позволяет считать ее важным корреляционным признаком. Структурный рисунок почти во всех случаях образован газово-жидкими, обычно двухфазными, включениями, редко — микрозернистым пиритом, пелитовыми частицами и т. д. Иногда первично-зональное строение галита сохраняется лишь частично, в виде отдельных пятен, чаще всего в центре зерна. Наиболее четко первично-зональная структура галита выражена на тех участках соленосной толщи, где процессы перекристаллизации не получили широкого развития. Нужно отметить, что пластическая деформация каменной соли в приштоковых зонах не всегда уничтожает первично-зональную структуру галита.

В. Д. Коган и В. И. Андреева, рассматривая соотношения соляных толщ юго-восточной части региона, приходят к заключению, что первично-зональная микроструктура галита присуща каменной соли нижнепермского возраста. Этот вывод правилен лишь для данного района, характеризующегося распространением предверхнепермских штоков. В северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в соляном теле некоторых диапировых структур встречаются блоки незначительного размера, внутри которых сохраняется ряд первичных черт строения каменной соли, в том числе реликты первично-зонального строения. Такие участки можно легко определить благодаря резким контактам их с основной массой каменной соли обычного для штоков характера. Я. Я. Яржемский (1960) и другие исследователи отмечают довольно широкую распространенность скелетно-кристаллического галита в девонской толще Припятского прогиба, хотя в массе каменной соли преобладают перекристаллизованные разновидности. Тем не менее можно считать, что находки реликтов первично-зональной структуры среди отложений девонской галогенной толщи Днепровско-Донецкой впадины представляют собой исключение. Это подтверждается и данными статистической обработки: из 355 просмотренных образцов девонской соли лишь в 17 (4,4%) обнаружены следы структурного рисунка. В то же время первично-зональная микроструктура галита нижнепермского возраста наблюдалась в 37 образцах из 105 (35,2%).

Наиболее общий тип микротекстуры девонской штоковой соли — брекчиевидный, обусловленный присутствием в солевой толще обломков малорастворимых пород. Обычная текстура каменной соли — флюидальная. Зерна галита имеют вытянуто-уплощенную форму и ориентированы в одном направлении обычно под углом 60—90°. Однако флюидальная текстура каменной соли довольно часто уничтожается в процессе перекристаллизации, и вместо кристаллопластической структуры возникает изометричнозернистая или субидиоморфная; в этом случае утрачивается один из коррелятивных признаков (Ефремовский и Лейковский штоки).

Брекчиевидную текстуру девонской соли не следует смешивать с псевдобрекчиевым строением пермской соли; последняя образуется в результате деформации годичных прослоев ангидрита. Незначительная толщина (до 3—4 мм) и неяснослоистая микротекстура хлопьевидных включений ангидрита позволяют легко определить их происхождение.

В отдельных случаях дополнительные данные дает наблюдение сетчатой микротекстуры каменной соли. В нижнепермской каменной соли она образовалась в результате распределения ангидрита, карбонатно-глинистого материала, реже — полигалита в промежутках между зернами галита. Такая структура чаще всего сингенетична. В каменной соли штоков элементы сетчатой текстуры появляются в результате отгонки микровключений при перекристаллизации. В составе этих включений преобладают карбонаты и пелитовый материал. В исключительно редких

случаях сетчатая микротекстура каменной соли имеет первичное происхождение (Каплинцевская и Солоницкая структуры).

Трещиноватость и кавернозность обломков малорастворимых пород вызывает распространение вторичных структурных форм галита, среди которых преобладают волокнистая и нематобластовая. В толще нижнепермских галогенных отложений эти структуры почти не встречаются.

Различия вещественного состава примесей определяются первично-седиментационными причинами, в частности — степенью развития вторичных изменений. Эпигенетические процессы в отложениях нижнепермской и верхнедевонской галогенной формации развивались различными путями. Помимо того, что галогенные отложения подвергались гораздо более длительному воздействию внутренних и внешних преобразующих факторов, на них еще оказала сильное влияние миграция углеводородов из подсолевых толщ.

Для юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (район Машевской, Октябрьской, Елизаветовской и некоторых других структур) основы корреляции девонских и пермских соляных толщ выработаны И. В. Галицким (1963). Согласно его данным, девонскую соль можно отличить от пермской по преобладанию доломита и таких примесей, как арагонит, кварцин, аутигенный кварц, а также по увеличенной битуминозности, тогда как в нижнепермской соли нерастворимые минералы представлены преимущественно ангидритом с незначительным количеством магнезита; доломит встречается редко. Соотношение сульфатов и карбонатов определяется величинами:  $\frac{\text{CO}_2}{\text{SO}_3}$ . Для девонской каменной

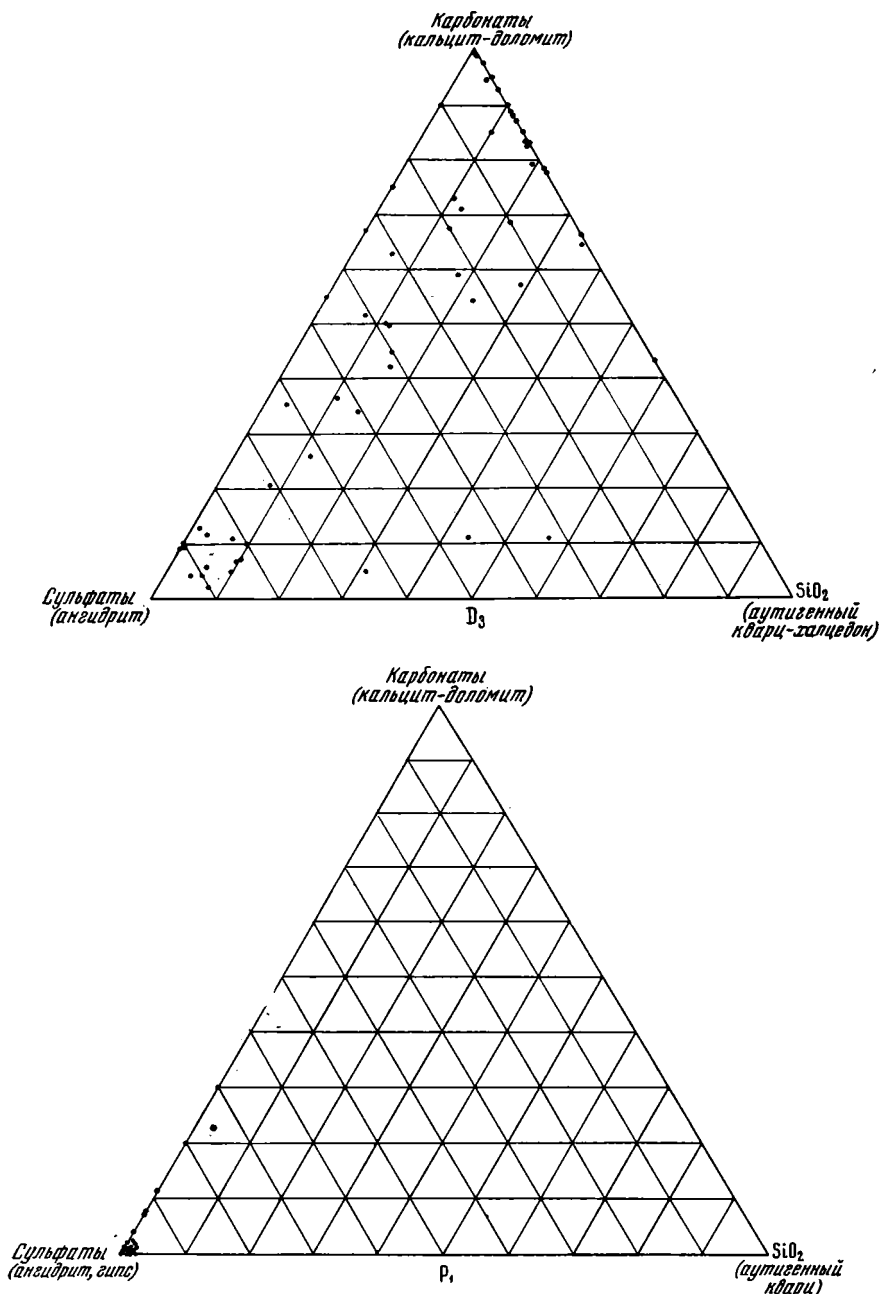
соли, по данным более 100 анализов пород Роменского, Петрово-Роменского и Солоницкого штоков, среднее арифметическое этих соотношений составляет соответственно 4,4; 3,8; 3,4 при максимуме 42,5 и минимуме 0,3, для нижнепермской соли, по данным 18 анализов, — 0,8 при максимуме 4,5 и минимуме 0,25. По И. В. Галицкому, это указывает на ослабление доломитообразования во времени.

Отмеченное И. В. Галицким в ряде структур юго-восточной части региона преобладание карбонатов (доломита) в девонских соляных образованиях в значительной мере применимо ко всей территории Днепровско-Донецкой впадины. В большей части образцов штоковой соли преобладающая часть минералов-примесей представлена доломитом (см. фигуру), образующим относительно крупные (0,5, а иногда 1—2 и даже 2,5 мм) ромбоэдри более или менее правильной формы, окрашенные в мутно- или желтовато-белый цвет. Иногда встречаются лепешкообразные или сложной геометрической формы кристаллы с развитой гранью пинакоида, на которой заметен рельефный шестиугольный или треугольный рисунок. Значительно реже доломит встречается в пелитоморфных скоплениях и желвачках карбонатно-глинистого состава.

Распространение кальцита более ограничено, однако иногда он составляет от 30 до 90% нерастворимого остатка (Исачковская и Солоницкая структуры). Кальцит встречается в виде неправильных, округлых или овальных зерен грязно-серого или мутно-белого цвета размером до 0,6 мм. В значительно меньшем количестве обнаружены четко ограниченные прозрачные кристаллики скаленоэдрической, ромбоэдрической, удлиненно-ромбоэдрической и пластинчатой формы. Несколько реже в девонских соляных отложениях встречаются арагонит, магнезит (ромбоэдрические кристаллы), а также скаленоэдрические кристаллики минерала с показателем преломления  $n_0 = 1,730$  (магнезит с примесью сидеритовой молекулы).

Характер проявления карбонатов в нижнепермских соляных отложениях несколько другой. Карбонаты, резко преобладающие в галопелитах, в каменной соли играют по сравнению с ангидритом незначительную роль. В большинстве случаев они встречаются в мелкодисперсном состоя-

нии. Более крупные (до 0,2 мм) кристаллы наблюдаются редко, главным образом на периферии микрозернистых скоплений. Иногда карбонаты образуют желвачки и псевдоолиты микрозернистой структуры. Мельчай-



Диаграммы состава нерастворимого остатка девонской и нижнепермской каменной соли. Составил Д. П. Хрущов  
Содержание карбонатов, сульфатов и аутигенных минералов кремнекислоты условно принимается за 100%

шие зерна карбонатов образуют примесь в желвачках ангидритового и глинистого состава. Своеобразный характер имеет развитие микрозернистого доломита в промежутках между зернами галита (сетчатая тек-

стура). Определение вещественного состава карбонатов затруднено, тем не менее установлено, что наряду с доломитом значительную роль играют кальцит и магнезит.

Количественное содержание и формы проявления ангидрита также несколько различны в девонских и нижнепермских соляных породах. Как правило, в девонской каменной соли содержание ангидрита ничтожно. В ряде случаев (Каплинцевская, Ефремовская, Исачковская структуры) на некоторых участках соляной толщи ангидрит может составлять до 80—90% нерастворимого остатка. Нерастворимый остаток нижнепермских соляных пород довольно часто представлен почти исключительно сульфатами (Кошелевская, Вертиевская и другие площади).

Включения ангидрита в девонской соли обычно имеют вид табличек прямоугольного и квадратного сечения (размер их от микроскопически мелкого до нескольких десятых миллиметра, редко до 1—1,5 мм), а также короткопризматических и брусковидных кристаллов. В незначительном количестве встречаются призматические и слегка удлинённые пластинчатые кристаллы со ступенчатыми гранями. Редко наблюдались игольчатые образования ангидрита (Роменская структура). Характерным признаком девонской соли является присутствие толстотаблитчатых кристаллов ангидрита с матовой шероховатой поверхностью грани, перпендикулярной оси *Ng*, что объясняется резко выраженной спайностью в направлении, параллельном этой оси. В. Д. Коган и В. И. Андреева подчеркивают наличие в штоковой соли юго-восточной части региона коленчатых двойников ангидрита. В случае преобладания карбонатов ангидрит обычно встречается во фракции менее 0,01 мм.

Преобладающий тип включений ангидрита в нижнепермских соляных породах — удлиненно-призматические, игольчатые и шестоватые кристаллы, образующие иногда пучковидные сростки и лучистые агрегаты. Длина кристаллов достигает 1 мм, превышая толщину более чем в 10 раз. Встречаются пластинчатые удлиненные кристаллики, а также розетковидные сростки, состоящие из мелких пластинчатых кристалликов. Часть ангидрита может образовывать микрозернистые агрегаты шаровидной или неправильной формы, сложенные зернами изометричной, амёбовидной или слегка вытянутой формы с небольшим количеством кристаллов призматического облика. В северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (Кошелевская, Вертиевская структуры) наблюдаются удлиненные кристаллы с пилообразным развитием одной из граней. «Зазубрины», очевидно, образуются при частичном растворении ангидрита по трещинам спайности. Встречаются также таблитчатые и брусковидные образования ангидрита.

Гипс в нижнепермской каменной соли образует призматические, хорошо ограниченные кристаллы, реже зерна изометричной формы, сростки кристаллов и радиальнолучистые агрегаты. Встречаются двойники типа «ласточкин хвост». Очень редко нерастворимый остаток содержит полу-гидрат в виде столбчатых форм с закругленными, иногда расщепленными концами.

И. В. Галицкий, В. Д. Коган и В. А. Андреева отмечают, что для нижнепермских соляных отложений юго-западной части региона не характерно присутствие аутигенного кварца и кварцина. Району в целом это не свойственно. В ряде структур отмечено наличие новообразований ий кварца и халцедона. Последний встречен в виде мелких стяжений неправильной или почковидной формы. Кварц в нижнепермской соли наблюдался в виде хорошо ограниченных кристаллов размером не более 0,2 мм, представляющих собой комбинацию дипирамиды и сильно укороченной призмы. Иногда кристаллики срастаются. Микровключений в кварце обычно нет. Количество кварца и халцедона невелико.

В девонской штоковой соли аутигенный кварц является обычной примесью. Характерный облик кристаллов — удлиненные и сильно удлинен-

ные гексагональные призмы, ограниченные на концах дипирамидами. В кварце часто наблюдается большое количество микровключений темно-серого цвета. Размеры кристаллов достигают 3—4 мм по длинной оси (при сечении менее 0,3—0,2 мм). Частично кварц обладает коротко-призматической формой либо образует розетки и сростки. Во всех случаях новообразования кварца по размерам превышают наблюдающиеся в нижнепермской соли формы. Довольно часто в девонской каменной соли встречается также халцедон, образующий почковидные стяжения и желвачки величиной до 1—2 мм. Иногда стяжения халцедона обрастают кристалликами кварца. Присутствие и облик аллотигенного кварца вряд ли могут иметь какое-либо корреляционное значение и обычно указывают лишь на близость береговой линии.

Обилие и характер модификаций кремнекислоты, а также появление серы в каменной соли (Ефремовский, Лейковский и другие штоки) свидетельствует о значительной роли вторичных процессов в толщах девонской соли. Сера образует мелкие (до 0,6 мм) округлые зерна и идиоморфные кристаллики, заключенные в зернах галита. Образование серы, по-видимому, связано с восстановлением сульфатов (и, возможно, пирита) в присутствии углеводородов. В нижнепермской соли сера не встречена.

Распределение примесей в нижнепермской и девонской каменной соли также несколько различно (на это указывает и В. Д. Коган); если в первом случае они находятся преимущественно в промежутках между зернами (межкристалльное загрязнение), в какой-то мере отражая первично-седиментационную структуру породы или, наоборот, последствия ее перекристаллизации, то в штоковой соли включения располагаются безотносительно структуры галита, что является в основном результатом течения солевых масс при образовании диапировых структур.

Изучение акцессорных минералов соляных пород показывает, что наиболее распространенными из них являются: пирит, целестин, флюорит, пирротин, турмалин, рутил, гранаты, окислы железа, барит, анальцим (в девонских соляных образованиях), и магнетит, пирит, лимонит, гематит, апатит, циркон, гранаты, целестин, в меньшей мере рутил (в нижнепермских).

Целестин, составляющий иногда более 75% тяжелой фракции нерастворимого остатка девонской соли, образует пластинчатые и призматические кристаллы размером до 1—1,5 мм; в соляных породах нижнепермского отдела он встречается реже и чаще всего имеет вид радиальнолучистых агрегатов и неправильных зерен.

Различную форму в соляных отложениях имеют и соединения железа. В нижнепермских породах большая часть соединений находится в окисной форме, в девонской штоковой соли резко преобладает закисное железо. На минералах-примесях это сказывается следующим образом: девонским соленосным отложениям свойственна интенсивная пиритизация, причем формы проявления пирита весьма многообразны; правильные кристаллы кубической, куб-октаэдрической, октаэдрической и пентагон-додекаэдрической формы размером до нескольких миллиметров, а также микроскопически мелкие частицы, рассеянные по всей массе породы. Иногда наблюдаются кристаллики неправильной геометрической формы, образованные за счет непропорционального развития граней куб-октаэдра либо пентагон-додекаэдра, а также желвачки микрозернистой структуры и сростки с карбонатами и глинистыми частицами. Только в девонских отложениях отмечено присутствие пирротина в виде табличек неправильной или близкой к гексагональной формы и удлиненно-пирамидальных кристаллов. Окислы железа встречаются в незначительном количестве. Поверхность зерен магнетита покрыта гидроокислами железа, что для нижнепермской толщи не характерно. Распространение аморфных гидроокислов железа вокруг карбонатно-глинистых

включений имеет местное значение. Исключительный случай представляет собой также присутствие пластинок гематита и иголок гидрогематита (?) в силвинитах Роменского штока. Связывать эти формы с характером проявлений железа в девонских соляных отложениях не следует. Закисный характер соединений железа объясняется не столько условиями соленакпления, сколько активным воздействием углеводородов на породы девонского соленосного комплекса.

В отложениях нижнепермской галогенной толщи соединения железа присутствуют преимущественно в окисной форме. В количественном отношении здесь преобладают аморфные гидроокислы железа, которые пропитывают глинисто-карбонатный материал, заключенный в толще каменной соли. Пирит в нерастворимых остатках встречается довольно часто, однако преобладающая часть тяжелой фракции обычно представлена окисными формами железа — магнетитом, лимонитом и гематитом. Зерна магнетита не несут следов выветрелости. Более интенсивная пиритизация отмечается в присводовых частях структур, что также объясняется миграцией углеводородов.

Характер ожелезнения в значительной мере определяет окраску соляных пород. Для нижнепермских отложений характерен красноватый и коричневатый цвет. Перекристаллизованные и лишенные примесей разности галита бесцветны; обилие включений ангидрита, кизерита или первично-зональная структура зерен обуславливает молочно-белый цвет породы. Преобладающая окраска девонской соли от серой до темно-серой объясняется примесью распыленного пирита, органического (углистого или битуминозного) вещества и глинисто-карбонатного материала. Перекристаллизованные чистые разности каменной соли также бесцветны, но часто некоторые зерна галита имеют темную окраску из-за эффекта поглощения света. Встречается и белая окраска галита, обусловленная системой трещиноватости, развивающейся благодаря присутствию в галите мельчайших (менее 1—2 мк) гидровключений.

Отмечены довольно определенные проявления борной минерализации, связанной с галогенными породами девонского и нижнепермского возраста. Повышенные по сравнению с кларковыми концентрации бора связаны с девонской соленосной толщей, в то время как для нижнепермских гидрохимических образований характерны резко заниженные содержания. Количественное содержание бора в девонской каменной соли колеблется в больших пределах, чем концентрации его в каменной соли нижнепермского возраста. Эта закономерность сохраняется для всей юго-восточной части региона, включая зону сочленения Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Однако в последнее время обнаружены аномальные участки нижнепермской соленосной толщи, о чем будет сказано далее.

Повышение концентраций бора в девонской каменной соли связано с присутствием аутигенного турмалина, а также мелкодисперсных частиц, неопределимых оптическими методами. Турмалин образует идиоморфные кристаллики и мельчайшие иголки. Повышенные по сравнению с кларковыми содержания бора вообще характерны для малорастворимых пород девонского гидрохимического комплекса.

В северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (Кошелевская и Вертиевская структуры) акцессорные концентрации бора связаны с боратами: ашаритом, сульфоборитом и некоторыми другими. Предполагается первичное их происхождение. В юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины акцессорные бораты встречены в отложениях краматорской свиты (Машевская структура). Для девонских отложений изученных нами структур первичный (галогенный) тип боропроявлений не характерен.

В прослойках малорастворимых пород из толщи девонской соли отмечаются акцессорные содержания лития. Во всех случаях повышение кон-

центраций лития связано с глинами, аргиллитами, глинистыми сланцами. Увеличение содержания лития отмечается также в глинисто-углистых брекчиях соляных штоков. В породах нижнепермского гидрохимического комплекса литий обычно отсутствует или встречается в следах. В галитовых породах девонского возраста спектрометрическим путем определено присутствие акцессорной примеси иттрия, лантана и церия, иногда сопровождаемое увеличением концентрации титана и циркония.

Концентрации рубидия в отложениях девонской галогенной толщи (до 0,001—0,006%) также несколько превышают цифровые значения, полученные при спектральном анализе нижнепермских образований, однако имеющиеся данные недостаточны для каких-либо обобщающих заключений.

В результате термографических исследований отмечено, что кривые нагревания девонской и нижнепермской соли несколько различны и это различие закономерно. В термограммах девонской соли часто отмечаются слабо выраженные экзотермические эффекты в температурном промежутке от 100 до 800°. Появление такого рода отклонений, по-видимому, объясняется примесью микровключений, в частности, органического вещества. Некоторой закономерности подчиняются также температурные пороги эндотермических эффектов: так, большая часть этих эффектов при исследовании девонских солей приходится на температурные величины около 790—800°, то время как для нижнепермской соли типичны эффекты в температурном диапазоне 770—780°.

В заключение следует заметить, что каждый из указанных признаков различия не имеет самостоятельного корреляционного значения, а применение любого из них в отрыве является методически неверным и может повлечь за собой ошибочное решение вопроса о возрастной принадлежности соляной толщи. В то же время комплексное использование отличительных признаков вполне может являться основой для различия девонской и пермской соли и в сочетании с общегеологическими данными обеспечит правильность расшифровки геологического строения структур, осложненных взаимодействием разновозрастных толщ. Следует полагать, что в дальнейшем литологическое дифференцирование соляных отложений сможет найти применение в целях более детального расчленения соленосных толщ в пределах Днепровско-Донецкой впадины, а также в условиях других районов проявления сложной соляной тектоники.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Галицкий И. В. Деякі особливості будови та історії розвитку соляно-купольних структур південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини. Геологічний ж. т. XXIII, вып. 3, 1963.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Коган В. Д., Андреева В. И. Возраст диапировых структур восточной части Приднепровского грабена. Геология нефти и газа, № 4, 1963.
- Кореневский С. М., Бобров В. П., Галицкий И. В., Хрущов Д. П. Калие-ность галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1964.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Изд. АН СССР, 1962.
- Яржемский Я. Я. К петрографии Белорусского соляного месторождения Тр. ВНИИГ, вып. XI, 1960.
- Dellwig L. F. Origin of the Salina salt of Michigan. J. Sedim. Petrol., 25, N 2, 1955.

Институт геологических  
наук АН УССР  
Киев

Дата поступления  
25.V.1965



УДК 553.632(551.732)

## **НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИЯХ КАЛИЕНОСНОСТИ В КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА**

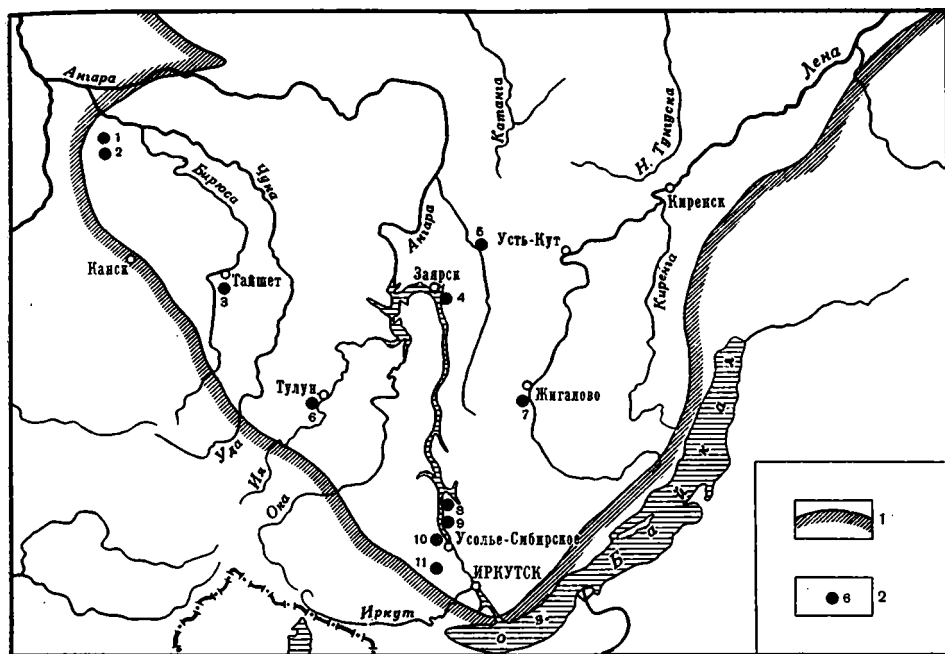
**М. А. ЖАРКОВ, Т. М. ЖАРКОВА, А. С. КОЛОСОВ, Ю. К. СОВЕТОВ**

Проявления калия в виде включений калийных минералов — сильвина и карналлита — в соленосно-карбонатных отложениях кембрия зафиксированы во многих пунктах юга Сибирской платформы.

Впервые единичные включения сильвина и карналлита найдены А. А. Ивановым (1950) в соленосной глине и ангидритовом доломите усольской свиты в глубоких скважинах, пройденных на юге Иркутского амфитеатра. Детальное петрографическое изучение разновидностей в каменной соли по керну скважин, пробуренных у ст. Половина, на Жигаловской, Осинской, Боханской и других нефтепоисковых площадях (см. фигуру) показало, что усольская свита в крайних южных районах Иркутского амфитеатра обогащена калийными минералами (Воронова, 1954, 1960). В каменной соли выявлены микровключения сильвина почти во всех скважинах в верхней трети усольской свиты, а в Бельской опорной скважине и в скважине у ст. Половина — и в ее нижней части. Кроме микровключений в низах верхней трети усольской свиты, в скважине у ст. Половина на глубинах 919,7—929,1 и 983,0—993,75 м, М. Л. Воронова в каменной соли обнаружила зерна молочно-белого сильвина размером до 1 см. В последнее время калийные минералы обнаружены в кембрийской соленосной толще на юго-западной окраине Сибирской платформы в пределах Канско-Тасеевской впадины (Лепешков и др., 1960; Николаев и др., 1962; Жаркова, 1964; Никольская и Колосов, 1965). Петрографическое изучение каменной соли (Жаркова, 1964), показало, что кроме сильвина в ней присутствует карналлит; калийными минералами обогащены некоторые прослойки в галите; они имеют первично-седиментационное происхождение. Если в южных районах Иркутского амфитеатра проявления калия отмечены только в усольской свите, то на юго-западной окраине амфитеатра калийные минералы найдены и в ангарской свите, в самых верхних соленосных пачках нижнего кембрия, а возможно, в низах среднекембрийских отложений.

В 1964 г. нами был просмотрен соляной керн ряда глубоких опорных скважин, пробуренных трестом «Востсибнефтегеология» в Присянье (Тулунская № 1, Тайшетская № 1) и во внутренних районах Иркутского амфитеатра (Заярская № 1 и др.). Нам удалось обнаружить в нем калийные минералы. Эти новые находки совместно с известными ранее позволяют выявить ряд закономерностей стратиграфической приуроченности калийных минералов соленосной толщи кембрия Иркутского амфитеатра и наметить конкретные горизонты, перспективные для поисков калийных солей.

Наиболее низкий стратиграфический уровень занимают проявления калия, установленные в усольской соленосной свите.



Обзорная карта юга Сибирской платформы

1 — выходы докембрийских отложений в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы; 2 — номера скважин и поисковых площадей: 1 — Троицкая площадь; 2 — Тынысская опор. скв. и Тынысская площадь. Опорные скважины: 3 — Тайшетская; 4 — Заряская; 5 — Тубинская; 6 — Тулунская. Нефтеносные площади: 7 — Жигаловская; 8 — Осинская; 9 — Боханская; 10 — Усольская; 11 — Бельская опор. скв.

Особенно значительны проявления в Тулунской опорной скважине, причуроченные к каменной соли, которая залегает в низах верхней трети усольской свиты (интервал 2102—1927 м) и располагается р 406 м выше основания свиты и в 58 м ниже ее кровли. В этой части разреза можно выделить по присутствию калийных минералов семь пачек (снизу):

1. Нижняя соляная пачка без калийных включений (2102—2080 м) . . . 22 м
2. Соляная пачка с включениями карналлита и прослойками (до 3 см) карналлитовой породы (2080—2071,6 м) . . . 8,4 м
3. Соляная пачка с включениями сильвина и прослойками (до 10—15 см) бедных сильвинитов (2071,6—2069 м) . . . 2,6 м
4. Соляная пачка с включениями карналлита (2036—2017 м) . . . 33 м
5. Равномерно переслаивающиеся между собой пласты каменной соли и несоляных пород (2036—2017 м) . . . 19 м
6. Каменная соль с включениями карналлита, чередующаяся с «несоляными» пластами (2017—2002 м) . . . 15 м
7. Верхняя соляная пачка, в которой каменная соль, не содержащая калийных минералов, переслаивается с «несоляными» породами (2002—1927 м) . . . 25 м

Во второй пачке встречаются включения ярко-красных зерен карналлита, размер которых в нижней части достигает 8 мм. На воздухе они быстро распыляются с образованием вокруг них в галите матовой каемки. Под микроскопом обнаружено, что в расплывшейся массе присутствуют кристаллики сильвина кубической формы размером 0,1—0,15 мм, образованные при разложении карналлита. В средней части пачки в бесцветной соли встречаются обогащенные карналлитом прослойки мощностью до 3 см. Количество карналлита в некоторых прослойках достигает 10—15%, что дает возможность называть такую породу карналлит-галитовой (Яржемский, 1964). В верхах пачки залегает бесцветная

водяно-прозрачная каменная соль, местами сероватая от включений галопелитового вещества или слабо розоватая вблизи включений калийных минералов, которые представлены зернами карналлита размером до 5 мм. Карналлит в большинстве случаев разложенный, а на его месте осталась буро-красная мучнистая масса, состоящая из агрегатов кубических кристаллов сильвина и окислов железа.

В третьей пачке, в шпатовой крупно- и грубозернистой бесцветной каменной соли, обнаружены зерна молочно-белого и полупрозрачного сильвина размером до 3 см, который обогащает отдельные прослойки мощностью 12—15 см. В зернах молочно-белого сильвина наблюдаются многочисленные микровключения галита, пузырьки рапы и газа; иногда заметно его первично-зональное строение. Полупрозрачный сильвин почти не отличается от основной массы галита и поэтому при просмотре зерна его можно пропустить. При бурении, а также при хранении зерна сильвина выщелачиваются и от них остаются лишь крупные каверны. Поэтому судить о действительном содержании сильвина в каменной соли весьма трудно, тем более, что диаметр зерна по сравнению с зернами сильвина невелик. Однако можно сказать, что в некоторых прослойках содержание сильвина достигает приблизительно 10—15%. Такая порода называется бедным сильвинитом (Яржемский, 1964).

В четвертой пачке встречены зерна карналлита (1—8 мм). Они включены в крупно- и грубозернистую прозрачную каменную соль и имеют красный и розовато-оранжевый цвет. Карналлит обогащает некоторые прослойки каменной соли, по мощности не превышающие 1—2 см. Карналлит иногда растворяется и на его месте образуются агрегаты вторичного сильвина и окислов железа.

В шестой пачке калийные минералы представлены включениями карналлита в каменной соли розовато-красного цвета, рассеянными в виде единичных зерен размером до 2—3 мм.

Химический состав каменной соли, обогащенной калийными минералами, а также каменной соли из породы, примыкающей к этим участкам, показан в табл. 1<sup>1</sup>.

В рассматриваемой части разреза усольской свиты удалось в ряде случаев наблюдать распределение калийных минералов по годовичным циклам. Так, в шестой пачке (интервал 2017—2002 м) в одной из годовичных прослоек была прослежена такая последовательность слоев снизу вверх:

1. Каменная соль серая мелкозернистая, с галопелитовым веществом между зернами галита, которые изредка имеют зональное строение: отчетливо наблюдаются «слочки» и «лодочки» . . . . . 0,8 см

2. Каменная соль желтовато-серая со слабым буроватым оттенком, среднезернистая; галит чистый с незначительным содержанием галопелита, представленного тонкозернистым ангидритом и единичными зернами доломита и магнезита . . . . . 2,5 см

3. Каменная соль чистая, бесцветная, сверху желтоватая, шпатовая с единичными кристаллами ангидрита и зернами карналлита размером до 2 мм, располагающимися в 2 см ниже кровли слоя . . . . . 6 см

В другом случае, в четвертой пачке (интервал 2069—2036 м) была зафиксирована близкая к только что описанной последовательность слоев:

1. Галопелитовое вещество серое, состоящее, в основном, из чешуек глинистых минералов, тонкозернистого ангидрита, зерен доломита и гипса, а также незначительного количества терригенного и аутигенного кварца и полевых шпатов . . . . . 0,1—0,2 см

2. Каменная соль зеленовато-серая, мелкозернистая, с галопелитовым веществом между зернами галита . . . . . 1,5 см

<sup>1</sup> Химический анализ производился по штучным пробам, более крупным, чем прослойки, обогащенные калийными минералами, и поэтому содержание сильвина и карналлита занижено по сравнению с их истинным количеством.

Таблица 1

**Данные химического анализа образцов соляного керна из Тулунской опорной скважины 1—0**  
(усольская свита, глубина 2069—2080, ом)

| № проб                                                                                        | Краткое описание образцов                                                                        | Ионный состав, весовые % |       |       |       |       |       | Солевой состав, весовые % |                   |                   |                   |       |       | Σ солей | % влаги | % н. о. | Общая сумма | Вг    | Вг·10 <sup>3</sup><br>СГ | Примечания                                                                                                  |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------|-------|---------|---------|---------|-------------|-------|--------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                               |                                                                                                  | SO <sub>4</sub>          | Cl    | Ca    | Mg    | K     | Na    | CaSO <sub>4</sub>         | CaCl <sub>2</sub> | MgCl <sub>2</sub> | MgCl <sub>2</sub> | KCl   | NaCl  |         |         |         |             |       |                          |                                                                                                             |
| Каменная соль с видимыми включениями калийных минералов                                       |                                                                                                  |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |         |         |             |       |                          |                                                                                                             |
| 163/1а                                                                                        | Каменная соль с видимыми включениями молочно-белого сильвина                                     | 0,142                    | 60,05 | 0,048 | 0,018 | 1,70  | 38,24 | 0,163                     | —                 | 0,033             | 0,047             | 2,23  | 97,19 | 99,67   | 0,067   | 0,005   | 99,74       | 0,049 | 0,81                     | Внутренняя часть керна, не затронутая выщелачиванием. Получено при зачистке пробы 163/1.                    |
| 163/1б                                                                                        | Каменная соль с включениями сильвина                                                             | 0,121                    | 59,58 | 0,034 | 0,023 | 1,03  | 38,02 | 0,115                     | —                 | 0,050             | 0,051             | 1,96  | 96,63 | 98,80   | 0,097   | 0,288   | 99,19       | 0,047 | 0,79                     |                                                                                                             |
| 163/3а                                                                                        | Каменная соль с прослойкой ярко-красного карналлита                                              | 0,29                     | 59,52 | 0,129 | 0,065 | 0,304 | 38,30 | 0,410                     | 0,025             | —                 | 0,254             | 0,579 | 97,34 | 98,61   | 0,255   | 0,156   | 99,02       | 0,043 | 0,72                     |                                                                                                             |
| Каменная соль из участков, прилегающих к интервалам с видимыми включениями калийных минералов |                                                                                                  |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |         |         |             |       |                          |                                                                                                             |
| 163/1в                                                                                        | Каменная соль крупно- и средне-кристаллическая, прозрачная с микро-включением калийных минералов | 0,086                    | 59,88 | 0,038 | 0,022 | 0,36  | 38,58 | 0,122                     | 0,005             | —                 | 0,086             | 0,686 | 98,06 | 98,96   | 0,122   | 0,029   | 99,11       | 0,041 | 0,68                     | Содержание карналлита 0,74%, сильвина 0,38% (последний, очевидно, образуется за счет разрушения карналлита) |
| 163/1б                                                                                        | То же                                                                                            | 0,291                    | 59,75 | 0,118 | 0,018 | 0,104 | 38,67 | 0,401                     | —                 | 0,01              | 0,063             | 0,198 | 98,28 | 98,95   | 0,103   | 0,088   | 99,14       | 0,039 | 0,65                     |                                                                                                             |
| 163/3в                                                                                        | » »                                                                                              | 0,276                    | 59,68 | 0,117 | 0,023 | 0,135 | 38,58 | 0,378                     | 0,017             | —                 | 0,090             | 0,257 | 98,05 | 98,80   | 0,312   | 0,087   | 99,20       | 0,039 | 0,65                     |                                                                                                             |

3 Каменная соль серовато-мясо-красная мелкозернистая, с кавернами размером до 8 мм от выщелоченного карналлита, который здесь замещен агрегатом зерен сильвина и гидроксидов железа 1 см

4. Каменная соль бесцветная со слабым сероватым оттенком, крупнозернистая 2—2.5 см

Весьма показательно присутствие в разрезе Тулунской скважины прослоек, обогащенных карналлитом. Оно указывает на то, что в усольское время на территории Иркутского амфитеатра создались условия, благоприятные для накопления не только бедных сильвинитов, но и карналлит-галитовых пород. Калиеносность в Тулунской скважине приурочена к той же части усольской свиты, которая калиеносна и в крайних южных районах Иркутского амфитеатра. Можно полагать, что этот стратиграфический уровень регионально калиеносен во всем Присяянье.

Материалы по Тынысской опорной скважине, пробуренной на западе Иркутского амфитеатра в Канско-Тасеевском районе, свидетельствуют о том, что и здесь калиеносность прослеживается на том же стратиграфическом уровне.

В кернах Тынысской скважины в верхах усольской свиты (интервал 2313—1218 м) В. К. Соловьевым и А. С. Колосовым (Лепешков и др., 1960; Николаев и др., 1962) было обнаружено до пятнадцати калиеносных прослоев и включений в каменной соли, из которых большая часть (восемь) приурочена к интервалу глубин 1300—1218 м. Включения эти следующие: а) тонкие прослойки (1—3 мм) на контакте каменной соли с глинистыми и карбонатно-ангидритовыми породами; б) мучнистый, красновато-бурый сильвин, частично выполняющий каверны в каменной соли. В последнем случае каверны, очевидно, возникли в результате выщелачивания карналлита. Сильвин в кавернах имеет внешний вид, характерный для сильвина, образующегося при разложении карналлита. Петрографическое изучение каменной соли из Тынысской опорной скважины (Жаркова, 1964) показало, что кроме отмеченных проявлений по всему вскрытому разрезу усольской свиты (интервал 3006—1233 м) в ней присутствуют микровключения сильвина. Максимальное содержание его достигает долей процента, но в отдельных прослойках оно доходит до 10% и выше (Лепешков и др., 1960). Отметим, что детальный просмотр керна А. С. Колосовым и В. С. Соловьевым производился через 2 года после завершения проходки скважины, а образцы для петрографического исследования отбирались уже через 6 лет (1963 г.). В обоих случаях трудно предположить, чтобы карналлитовые включения сохранились. Косвенным показателем того, что они были, являются довольно высокие содержания хлористого магния (до 1—1,5%) в прослойках, обогащенных калийными минералами (Лепешков и др., 1960). Тынысской скважиной не вскрыты низы усольской свиты, а ее верхи из-за проявления соляной тектоники имеют увеличенную мощность. Поэтому можно сказать, что калиеносность здесь приурочена к верхней половине усольской свиты, и, по-видимому, располагается на том же стратиграфическом уровне, что и в Присяянье, и на юге Иркутского амфитеатра.

Таким образом, можно сделать вывод, что верхняя часть усольской свиты, особенно низы ее верхней трети, являются на всей территории юго-западной половины Иркутского амфитеатра регионально калиеносными. Эту часть разреза можно выделить как *усольский калиеносный горизонт* и рекомендовать в качестве конкретного объекта поисковых работ. О благоприятных признаках калиеносности именно этого горизонта свидетельствуют также и бром-хлорные коэффициенты каменной соли усольской свиты (Огиенко, 1959; Лепешков и др., 1960; Николаев и др., 1962; Никольская и Колосов, 1965).

В соленосных нижнекембрийских толщах юга Сибирской платформы может быть намечен еще один калиеносный горизонт; он выделяет-

ся нами как *ангарский*. Калиеносность в нем зафиксирована в Канско-Тасеевском районе в ряде скважин, пробуренных на крыльях Троицко-Михайловского вала, в Тайшетской и Заярской опорных скважинах.

Наиболее интересны проявления калиеносности в Канско-Тасеевском районе, впервые установленные при поисковых работах на калийные соли Г. М. Минко и И. А. Маласаевым по скважине № 26, пройденной на западном крыле Тынысской антиклинали, и скважине № 29, пробуренной на западном крыле Троицкой антиклинали. В обеих скважинах калиеносной является верхняя соляная пачка ангарской свиты, мощность которой в синклиналих достигает 150 м. В скважине № 26 в этой пачке (интервал 667,3—659,3 м) было обнаружено несколько пластов каменной соли, обогащенных зернами розового и розовато-красного сильвина, размер которых достигает 3—5 мм. Химический состав солей из указанного выше интервала приведен в табл. 2. В скважине № 29 (интервал 560,6—559,8 м) в составе верхней пачки в пласте серовато-розоватой каменной соли отмечена мелкая и редкая вкрапленность сильвина. Проявления калийных минералов на этом стратиграфическом уровне обнаружили Г. М. Минко и И. А. Маласаев по всем скважинам, вскрывшим каменные соли ангарской свиты. Эти данные достаточно надежно свидетельствуют о том, что калиеносность на уровне верхней соляной пачки ангарской свиты широко распространена на западной окраине Иркутского амфитеатра. Такую же оценку ангарской свите Канско-Тасеевского района можно дать по результатам исследования бром-хлорных коэффициентов каменной соли (Никольская и Колосов, 1965).

Проявления калия, обнаруженные нами в Тайшетской опорной скважине, позволяют сделать вывод, что верхи ангарской свиты в Бирюсинском Присянье также калиеносны. Верхняя соляная пачка в разрезе Тайшетской скважины выделяется в интервале 2734—2692 м; она подстилается доломитово-ангидритовой пачкой (интервал 2755—2734 м), а ниже залегает вторая соленосная пачка мощностью 77 м, в каменной соли которой (интервал 2775,7—2766,5 м) обнаружены зерна сильвина. Они или бесцветные, или имеют молочно-белый, желтый, розовый, буровато-розовый и ярко-красный цвет. Их размер достигает 1,5—2 см. Некоторые зерна со следами зонального строения, что подчеркивается распределением пузырьков рапы и газа. Содержание хлористого калия в отдельных прослойках, по данным химического анализа, достигает 1% (табл. 3).

Нами выяснено, что верхи ангарской свиты калиеносны также и в центральных районах Иркутского амфитеатра. В Заярской опорной скважине две верхние соляные пачки ее содержат прослойки каменной соли, в которых наблюдаются включения калийных минералов. Верхняя соляная пачка залегает на глубине 934—857 м и имеет мощность 77 м. Сильвин здесь обнаружен в интервале 897—896,2 м в виде редких зерен размером от 0,5 до 1—1,5 мм молочно-белого, розового и ярко-красного цвета. Мелкие зерна обычно округлой формы, крупные — неправильно-угловатые. Вторая пачка выделяется в интервале 1027—956 м и отделена от первой доломито-известняковой пачкой мощностью 22 м. В интервале 978—969 м, представленном сплошной средне- и крупнозернистой каменной солью светло-серого, реже бледно-розового и желтоватого цвета, встречены рассеянные микровключения сильвина, а также тонкие прослойки, обогащенные красным сильвином. Размер его зерен 1—2 мм. Содержание хлористого калия в каменной соли достигает 0,5—0,6% (см. табл. 3).

Таким образом, ангарский калиеносный горизонт прослеживается на значительной территории западной половины Иркутского амфитеатра. Калиеносность зафиксирована на уровне двух верхних соля-

Данные химического анализа проб соляного керна из скв. № 26  
(Тынысский участок, западное крыло антиклинали)

| № пробы                                               | Краткое описание пробы                                                                                    | Ионный состав, весовые % |                  |                 |       |       |       |       |       | Солевой состав, весовые % |                   |                   |                   |                                 |       | Σ солей | % влаги | % н. о. | Общая сумма | Вг     | Вг · 10 <sup>3</sup><br>Cl |      |
|-------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------|-------|---------|---------|---------|-------------|--------|----------------------------|------|
|                                                       |                                                                                                           | CO <sub>3</sub>          | HCO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> | Cl    | Ca    | Mg    | K     | Na    | CaSO <sub>4</sub>         | CaCl <sub>2</sub> | MgSO <sub>4</sub> | MgCl <sub>2</sub> | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> | KCl   |         |         |         |             |        |                            | NaCl |
| Секционные пробы из интервалов, обогащенных сильвином |                                                                                                           |                          |                  |                 |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |                                 |       |         |         |         |             |        |                            |      |
| 1                                                     | Каменная соль с включениями розового и красного сильвина (глубина 661,2—661,95 м)                         | —                        | —                | 1,26            | 51,90 | 0,527 | 0,021 | 0,228 | 37,38 | 1,79                      | 0,003             | —                 | 0,082             | —                               | 0,435 | 95,019  | 97,32   | 0,0015  | 2,48        | 99,8   | 0,019                      | 0,33 |
| 3                                                     | Каменная соль с включением сильвина (глубина 662,2—663,6 м)                                               | —                        | —                | 2,12            | 56,33 | 0,865 | 0,033 | 0,239 | 36,36 | 2,94                      | —                 | 0,064             | 0,079             | —                               | 0,456 | 92,41   | 95,95   | 0,0020  | 4,14        | 100,09 | 0,017                      | 0,30 |
| 3а                                                    | Каменная соль с сильвином; относительно обогащенный прослой из интервала пробы 3 (глубина 662,4—663,15 м) | —                        | —                | 1,14            | 59,02 | 0,484 | 0,018 | 0,296 | 38,06 | 1,61                      | 0,028             | —                 | 0,07              | —                               | 0,564 | 96,74   | 99,02   | 0,001   | 0,91        | 99,93  | 0,018                      | 0,30 |
| 5                                                     | Каменная соль с редкими включениями сильвина и отчетливой годичной слоистостью (глубина 665,1—666,0 м)    | —                        | —                | 1,59            | 58,35 | 0,676 | 0,021 | 0,136 | 37,71 | 2,25                      | 0,036             | —                 | 0,082             | —                               | 0,259 | 95,85   | 98,48   | 0,001   | 1,80        | 100,28 | 0,020                      | 0,33 |
| Образцы солей из прослоек, обогащенных сильвином      |                                                                                                           |                          |                  |                 |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |                                 |       |         |         |         |             |        |                            |      |
| 16                                                    | Каменная соль со значительными включениями сильвина (глубина 661,3 м)                                     | —                        | —                | 0,187           | 60,06 | 0,078 | 0,041 | 0,922 | 38,33 | 0,265                     | —                 | —                 | 0,160             | —                               | 1,76  | 97,44   | 99,62   | 0,139   | 0,027       | 99,89  | 0,020                      | 0,32 |
| 3в                                                    | Каменная соль с сильвином (глубина 662,55 м)                                                              | —                        | —                | 0,352           | 59,91 | 0,144 | 0,013 | 0,301 | 38,66 | 0,489                     | —                 | 0,009             | 0,043             | —                               | 0,574 | 98,26   | 99,38   | 0,114   | 0,024       | 99,514 | 0,014                      | 0,23 |

Таблица 3

Данные химического анализа образцов соляного керна ангарской свиты из некоторых опорных скважин юга Сибирской платформы

| № проб                                                                                 | Краткое описание образцов                                              | Ионный состав, весовые % |       |       |       |       |       | Солевой состав, весовые % |                   |                   |                   |       |       | Σ солей | % влаги-ности | % н. о. | Σ общ. | Br    | Br · 10 <sup>3</sup> / Cl | Примечания                                                                              |
|----------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------|-------|---------|---------------|---------|--------|-------|---------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                        |                                                                        | SO <sub>4</sub>          | Cl    | Ca    | Mg    | K     | Na    | CaSO <sub>4</sub>         | CaCl <sub>2</sub> | MgSO <sub>4</sub> | MgCl <sub>2</sub> | KCl   | NaCl  |         |               |         |        |       |                           |                                                                                         |
| I. Тайшетская опорная скважина 1—0                                                     |                                                                        |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |               |         |        |       |                           |                                                                                         |
| а) Каменная соль с видимыми включениями калийных минералов                             |                                                                        |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |               |         |        |       |                           |                                                                                         |
| 5                                                                                      | Каменная соль с розовым сильвинном (глубина 2770,05 м)                 | 0,784                    | 59,04 | 0,324 | 0,002 | 0,334 | 38,39 | 1,10                      | —                 | 0,010             | —                 | 0,637 | 96,83 | 98,570  | 0,63          | 0,149   | 98,76  | 0,030 | 0,51                      | Образцы с глубинами 2769—2780 м (2775,7—2766,5 м, каменная соль с включениями сильвина) |
| 6                                                                                      | Каменная соль с розовым сильвинном (глубина 2771,1 м)                  | 1,712                    | 55,55 | 0,747 | 0,015 | 0,238 | 35,82 | 2,43                      | 0,091             | —                 | 0,059             | 0,454 | 91,05 | 94,08   | 0,161         | 5,58    | 99,82  | 0,30  | 0,54                      |                                                                                         |
| 7                                                                                      | То же                                                                  | 0,595                    | 59,04 | 0,246 | 0,006 | 0,329 | 38,09 | 0,835                     | —                 | 0,008             | 0,015             | 0,627 | 96,82 | 98,31   | 0,021         | 0,088   | 98,42  | 0,033 | 0,56                      |                                                                                         |
| 8                                                                                      | Каменная соль с вкраплениями красно-бурого сильвина (глубина 2772,5 м) | 1,202                    | 58,16 | 0,513 | 0,006 | 0,279 | 37,53 | 1,70                      | 0,033             | —                 | 0,023             | 0,532 | 95,42 | 97,70   | 0,061         | 0,909   | 98,67  | 0,030 | 0,52                      |                                                                                         |
| 9                                                                                      | С красным сильвинном (глубина 2773 м)                                  | 0,438                    | 59,38 | 0,187 | 0,006 | 0,528 | 38,19 | 0,621                     | 0,011             | —                 | 0,023             | 1,007 | 97,07 | 98,73   | 0,023         | 0,131   | 98,89  | 0,033 | 0,56                      |                                                                                         |
| 10                                                                                     | Каменная соль с соломенно-желтым сильвинном (глубина 2774 м)           | 0,220                    | 59,74 | 0,093 | Нет   | 0,552 | 38,42 | 0,312                     | 0,003             | —                 | —                 | 1,053 | 97,65 | 99,02   | 0,012         | 0,035   | 99,07  | 0,030 | 0,50                      |                                                                                         |
| 11                                                                                     | Каменная соль с полупрозрачным сильвинном (глубина 2775 м)             | 0,399                    | 59,65 | 0,160 | 0,012 | 0,313 | 38,49 | 0,543                     | —                 | 0,020             | 0,031             | 0,597 | 97,83 | 99,02   | 0,395         | 0,068   | 99,48  | 0,033 | 0,55                      |                                                                                         |
| б) Каменная соль из участков, прилегающих к интервалам с видимыми включениями сильвина |                                                                        |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |               |         |        |       |                           |                                                                                         |
| 3                                                                                      | Каменная соль (глубина 2769 м)                                         | 0,811                    | 59,39 | 0,344 | 0,012 | 0,210 | 38,37 | 1,15                      | 0,016             | —                 | 0,047             | 0,381 | 97,54 | 99,13   | 0,131         | 0,091   | 99,35  | 0,023 | 0,39                      |                                                                                         |
|                                                                                        | То же (глубина 1770 м)                                                 | 0,844                    | 59,21 | 0,346 | 0,007 | 0,240 | 38,26 | 1,17                      | —                 | 0,019             | 0,012             | 0,458 | 97,24 | 98,90   | 0,420         | 0,101   | 99,42  | 0,026 | 0,44                      |                                                                                         |
|                                                                                        | То же (глубина 2780 м)                                                 | 1,144                    | 58,51 | 0,458 | 0,007 | 0,148 | 37,84 | 1,161                     | 0,022             | —                 | 0,027             | 0,282 | 96,18 | 98,14   | 0,433         | 0,643   | 99,21  | 0,025 | 0,43                      |                                                                                         |



Таблица 3 (продолжение)

| № проб                                                                                 | Краткое описание образцов                                                            | Ионный состав, весовые % |       |       |       |       |       | Солевой состав, весовые % |                   |                   |                   |       |       | Σ солей | % р-растворимости | % н. о. | Σ общ. | Вг    | Вг · 10 <sup>2</sup> / Cl | Примечания                                                                                                                                    |
|----------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------|-------|---------|-------------------|---------|--------|-------|---------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                        |                                                                                      | SO <sub>4</sub>          | Cl    | Ca    | Mg    | K     | Na    | CaSO <sub>4</sub>         | CaCl <sub>2</sub> | MgSO <sub>4</sub> | MgCl <sub>2</sub> | KCl   | NaCl  |         |                   |         |        |       |                           |                                                                                                                                               |
| II. Заярская опорная скважина 1—0                                                      |                                                                                      |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |                   |         |        |       |                           |                                                                                                                                               |
| а) Каменная соль с видимыми включениями сильвина                                       |                                                                                      |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |                   |         |        |       |                           |                                                                                                                                               |
| 21                                                                                     | Каменная соль с вкраплениями розового сильвина                                       | 0,325                    | 59,73 | 0,138 | 0,007 | 0,149 | 38,58 | 0,460                     | 0,125             | —                 | 0,040             | 0,284 | 98,07 | 98,98   | 0,079             | 0,140   | 99,20  | 0,022 | 0,37                      | Образцы из интервала глубин 969—978 м, в верхней трети которого около 2—2,5 м керна каменной соли с отчетливо видимой вкрапленностью сильвина |
| 23                                                                                     | То же                                                                                | 0,736                    | 59,38 | 0,319 | 0,012 | 0,17  | 38,38 | 1,043                     | 0,032             | —                 | 0,047             | 0,324 | 97,55 | 99,00   | 0,090             | 0,195   | 99,29  | 0,020 | 0,34                      |                                                                                                                                               |
|                                                                                        |                                                                                      | 0,736                    | 59,38 | 0,319 | 0,012 | 0,17  | 38,38 | 1,043                     | 0,032             | —                 | 0,00              |       |       |         |                   |         |        |       |                           |                                                                                                                                               |
|                                                                                        |                                                                                      | 1,603                    | 59,56 | 0,256 | 0,017 | 0,356 | 38,63 | 0,855                     | 0,011             | —                 | 0,067             | 0,679 | 97,81 | 99,42   | 0,126             | 0,145   | 99,64  | 0,018 | 0,30                      |                                                                                                                                               |
|                                                                                        |                                                                                      | 0,543                    | 59,73 | 0,238 | 0,007 | 0,306 | 38,54 | 0,769                     | 0,033             | —                 | 0,027             | 0,583 | 97,95 | 99,36   | 0,130             | 0,153   | 99,65  | 0,022 | 0,37                      |                                                                                                                                               |
| б) Каменная соль из участков, прилегающих к интервалам с видимыми включениями сильвина |                                                                                      |                          |       |       |       |       |       |                           |                   |                   |                   |       |       |         |                   |         |        |       |                           |                                                                                                                                               |
| 19                                                                                     | Каменная соль без видимых включений сильвина                                         | 0,418                    | 59,84 | 0,197 | 0,006 | 0,076 | 38,73 | 0,592                     | 0,064             | —                 | 0,023             | 0,145 | 98,45 | 99,27   | 0,093             | 0,352   | 99,72  | 0,017 | 0,28                      |                                                                                                                                               |
| 20                                                                                     | Из интервала чуть выше пласта, обогащенного сильвином                                | 0,430                    | 59,67 | 0,180 | 0,010 | 0,073 | 38,64 | 0,609                     | 0,003             | —                 | 0,040             | 0,139 | 98,22 | 99,01   | 0,055             | 0,143   | 99,21  | 0,018 | 0,30                      |                                                                                                                                               |
| 26                                                                                     | Каменная соль без видимого сильвина из интервала ниже пласта, обогащенного сильвином | 0,788                    | 58,68 | 0,341 | 0,018 | 0,095 | 37,96 | 1,117                     | 0,033             | —                 | 0,07              | 0,181 | 96,49 | 97,89   | 0,144             | 0,232   | 98,26  | 0,019 | 0,32                      |                                                                                                                                               |
|                                                                                        |                                                                                      | 0,796                    | 58,86 | 0,341 | 0,001 | 0,060 | 38,16 | 1,128                     | 0,025             | —                 | 0,004             | 0,114 | 96,95 | 98,22   | 0,081             | 0,178   | 98,48  | 0,024 | 0,41                      |                                                                                                                                               |

ных пачек ангарской свиты, которые могут являться вторым объектом поисковых работ на калийные соли.

Третий стратиграфический уровень, к которому приурочены проявления калия, выявлен только в Канско-Тасеевском районе к западу от Троицко-Михайловского вала. Включения калийных минералов в каменной соли здесь впервые зафиксировали Г. М. Минко и И. А. Маласаев по скважине № 22, пробуренной на западном крыле Троицкой антиклинали и вскрывшей в интервале 1186—1094 м карбонатно-соленосно-терригенную толщу предположительно среднекембрийского возраста. По-видимому, эта толща является аналогом зелеевской свиты р. Ангары (Григорьев, Репина, 1956). В ее составе в интервале 1186,5—1105,3 м выделяется соляная пачка, в каменной соли которой обнаружены калийные минералы на следующих глубинах (м): 1115,5—1114,5; 1118,7—1118,5; 1126,6—1123,6; 1129,4—1128,7; 1159,4—1150,0; 1179,3—1161,5; 1185—1184. Наиболее значительные проявления наблюдаются в интервале 1115,5—1114,5 м, где среднее содержание хлористого калия в пласте мощностью 1 м достигает 3% (Никольская, Колосов, 1965). Здесь наряду с сильвином встречаются зерна карналлита. В низах пачки на глубинах 1155,5 и 1179,3 м обнаружены тонкие прослойки, обогащенные карналлитом (Жаркова, 1964). Для галита характерны высокие значения бром-хлорного коэффициента (от 0,4 до 0,6—0,7), довольно равномерно нарастающие от ее подошвы к кровле (Никольская, Колосов, 1965). Калиеносный горизонт предположительно среднекембрийского возраста, который может быть назван троицким и распространен, по-видимому, только к западу от Троицко-Михайловского вала в Приенисейском прогибе. Соли этого горизонта выклиниваются в сводах структур, слагающих вал. Несмотря на то, что они в центральных районах Иркутского амфитеатра непосредственно не прослежены, можно все же предположить, что их аналогами будет являться каменная соль, залегающая в литвинцевской свите и вскрытая Тубинской и Заярской опорными скважинами. Однако мощность соляных пачек в этих скважинах не более 12 м и включений калийных минералов здесь не отмечено.

Таким образом, все приведенные выше данные свидетельствуют о том, что проявления калиеносности в Иркутском амфитеатре приурочены к трем стратиграфическим уровням: 1) низам верхней трети усольской свиты (усольскому горизонту); 2) низам верхней трети ангарской свиты (ангарскому горизонту) и 3) предположительно среднекембрийским отложениям (троицкому горизонту). Анализ мощностей слоев каменной соли показывает, что именно на этих стратиграфических уровнях располагаются наиболее мощные соляные пачки, а количество включений калийных минералов в них увеличивается к районам возрастания мощностей каменной соли. Можно полагать, что в эпохи отложения пород усольского, ангарского и троицкого горизонтов в некоторых впадинах на территории Иркутского амфитеатра могли накапливаться калийные соли значительной мощности. В этом отношении особенно благоприятными были районы, расположенные в Приенисейском прогибе, в Присаянье и в Илгинской впадине. Однако в настоящее время из-за больших глубин залегания (более 1200 м) поиски калийных солей на склонах Троицко-Михайловского вала и в Илгинской впадине можно осуществлять только в ангарском и троицком горизонтах, а в Северо-Западном Присаянье и они будут недоступны для разведки (Яншин, 1964; Жарков, 1965). Усольский горизонт может быть разведан лишь в Юго-Восточном Присаянье. Поиски калийных солей в троицком калиеносном горизонте наиболее перспективны в Канско-Тасеевском районе, в центральных участках Иркутского амфитеатра — в Усть-Кутско-Заярском районе и в верховьях рек Непы и Нижней Тунгуски, а также в Илгинской впадине.

# ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. Изд. АН СССР. Тр. Геолог. ин-та АН СССР, вып. 33, 1960.
- Григорьев В. Н., Репина Л. Н. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1956.
- Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений солей. Изд. МГУ, 1960.
- Воронова М. Л. Некоторые данные по петрографии соленосной толщи нижнего кембрия Восточной Сибири. Тр. ВНИИГ, вып. XXIX, 1954.
- Воронова М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских соленосных отложений юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. ВНИИГ, вып. XL, 1960.
- Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности. «Тектоника и перспективы калиеносности юга Сибирской платформы». Изд. «Наука», 1965.
- Жаркова Т. М. Петрография и минералогия каменных солей юго-западной части Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 12, 1964.
- Иванов А. А. Калийные соли в Ангаро-Ленском бассейне. Зап. Всес. минералог. о-ва, 79, № 4, 1950.
- Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 35, 1960.
- Лепешков И. Н., Соловьев В. К., Минко Г. М., Колосов А. С., Василевская А. Г. О калиеносности природных солей Красноярского края. Изв. Сиб. отд. АН СССР, № 10, 1960.
- Николаев А. В., Василевская А. Г., Колосов А. С., Никольская Ю. П., Минко Г. М. Калий верхних горизонтов соляных отложений Канско-Тасеевского района. Докл. АН СССР, т. 144, № 8, 1962.
- Никольская Ю. П., Колосов А. А. Перспективы калиеносности кембрийских отложений юга Сибирской платформы. Геология и геофизика, № 1, 1965.
- Огиенко В. С. Распределение брома в каменной соли Ангарского бассейна и возможности нахождения калийных солей. Геохимия № 8, 1959.
- Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Гостоптехиздат, 1963.
- Разумовская Е. Э. Перспективы калиеносности Сибирской платформы. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сиб. платформ. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 44, 1960.
- Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, (Львов), 1956.
- Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений кембрийских солей на территории Сибири. Геология и геофизика, № 10, 1962.
- Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1964.
- Яржемский Я. Я. К номенклатуре и классификации галогенных пород морского типа. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1964.

Институт геологии  
и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск

Дата поступления  
1.VII.1965 г.

УДК 551.79(551.312.3)

## **О ФАКТОРАХ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ СОСТАВ АЛЛЮВИЯ р. МЗЫМТЫ**

**Е. И. САХАРОВА, Н. В. ЛЕБЕДЕВА**

Отмеченное многими исследователями уменьшение крупности аллювия вниз по течению реки объясняется: 1) уменьшением от истоков к устью уклонов скоростей течения, транспортирующей способности потока, то есть гидравлической сортировкой наносов; 2) износом (истиранием) частиц аллювия в процессе его перемещения (Гончаров, 1954; Шамо́в, 1954; Лелявский, 1961 и др.).

Некоторые исследователи процессу истирания отводят главную роль (Форхгеймер, 1935; Гончаров, 1954 и др.). Однако С. Лелявский (1961) правильно отмечает, что установленная сторонниками этого взгляда эмпирическая зависимость между весом обломка и длиной пути, пройденного им вниз по реке (формула Штернберга), при проверке на натуральных данных не дает достаточно убедительных доказательств исключительной роли процессов истирания в измельчании аллювия по направлению к устью.

П. Биро (Маккавеев, 1962) признает решающую роль износа аллювия в процессе транспортировки и отмечает существенное влияние еще одного фактора — характера поступающих в реку склоновых отложений, объем и крупность которых обычно уменьшаются к низовьям реки. По Н. И. Маккавееву (1962), процессы истирания речных наносов и утоньшение вниз по долине делювия, поступающего в реку с прилегающих склонов, играют существенную роль в сортировке аллювия в горных и полугорных реках. И только для этих рек характерно закономерное уменьшение диаметра аллювиальных частиц вниз по течению, лишь местами нарушаемое локальным изменением крупности питающего реку материала, связанным с впадением притоков, сменой коренных пород и т. п. (Маккавеев, 1955). Л. Б. Рухин (1948) также придает большое значение процессам истирания, раздробления при сортировке аллювия горных рек, в которых, по его мнению, измельчание наносов вниз по течению, как правило, выражено гораздо ярче, чем в равнинных.

Впрочем, и в горных реках не всегда прослеживается подобная закономерность. Так, исследования на р. Шилке (Саркисян, 1941) и в низовьях р. Псецуапсе на Кавказе (Пашинский, 1964) показывают, что для этих горных рек характерно не столько уменьшение крупности наносов вниз по течению (почти не выраженное), сколько ее резкие колебания, обусловленные сменой геоморфологического и геологического строения на различных участках долины р. Шилки и особенностями строения русла р. Псецуапсе. Влияние процессов истирания на сортировку аллювия этих рек, по-видимому, очень мало и затушевано влиянием других факторов.

Таким образом, хотя процесс износа аллювия безусловно происходит, степень влияния его на сортировку наносов по течению реки по срав-

нению с другими факторами далеко не ясна и разными исследователями понимается по-разному.

Авторы настоящей статьи проводили исследования гранулометрического и петрографического составов галечно-валунного материала из руслового аллювия горной кавказской реки Мзымты<sup>1</sup>. При установлении закономерностей измельчения наносов этой реки была сделана попытка оценить хотя бы качественно соотношение роли истираемости и других факторов в сортировке наносов по продольному профилю р. Мзымты.

## 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛИНЫ И РУСЛА МЗЫМТЫ. МЕТОДИКА РАБОТ

Большая часть бассейна реки расположена в высокогорной области с глубиной расчленения около 1000—2000 м. В реку на этом участке попадает большое количество грубообломочного материала, главным образом по долинам ручьев, глубоко расчленяющих крутые, но залесенные (до высоты 2000 м) склоны. Нижние 20 км (длина Мзымты 85 км) река течет в предгорьях, где относительные высоты не превышают нескольких сотен метров, склоны менее круты и менее расчленены, обломочного материала в реку поступает меньше.

Опробование аллювия проводилось на протяжении нижних 46 км течения реки. На этом участке она течет вкостр простирающихся пород. В пределах высокогорья современное дно долины, занятое руслом и поймой, обычно не шире 70—100 м. Русло одноканальное, с узким, загроможденным валунами бичевником. Местами долина расширяется на уровне поймы до 200—400 м. В русле появляются крупные прирусловые отмели, осередки, острова. У границы высокогорья долина, пересекая сложенный массивными известняками хребет, образует глубокие скалистые ущелья (трехкилометровое ущелье Ахцу выше с. Монастырь и короткое — ниже этого села). В предгорьях дно долины расширяется до 300—600 м. На последних 5—6 км, где ширина поймы местами более 1 км, река особенно сильно дробится на рукава и образует наибольшее количество прирусловых отмелей и осередков. Только в верхней половине предгорного участка (в 14—16 км от устья) выше дер. Казачий Брод долина образует ущелье при пересечении хр. Ахштырского, сложенного в основном пелитоморфными известняками.

Уклоны продольного профиля р. Мзымты сильно колеблются. В пределах обследованного отрезка в высокогорье уклон равен 0,0151, а в предгорьях — 0,0058.

Опробование наносов проводилось в условиях осенней межени (сентябрь и октябрь 1963 г.). Поверхностные скорости течения, измеренные в местах отбора проб, колебались от 1 до 3,5 м/сек на верхнем отрезке и от 0,7 до 2,7 м/сек — в предгорьях.

Русловый аллювий изучался на 7 станциях (табл. 1). На каждой из них было взято несколько проб, приуроченных к различным русловым формам (косам, прирусловым отмелям, осередкам, протокам), осушающимся при низких горизонтах воды, и к различным частям этих форм. Всего было взято 38 проб.

Анализ гранулометрического состава аллювия в точках отбора проб проводился комбинированным методом. Процентное содержание валунов (фракций >10 см) подсчитывалось методом проекций. Измерялась площадь, занятая проекциями обломков данной фракции на земную поверхность в пределах площадки заданного размера (для крупных валунов — площадка 25 м<sup>2</sup>, внутри нее для средних — 9 м<sup>2</sup> и для малых — 1 м<sup>2</sup>). Содержание фракций менее 10 см определялось взвешиванием и

<sup>1</sup> Работы проводились Черноморской экспедицией географического факультета МГУ, руководимой профессором Н. И. Маккавеевым.

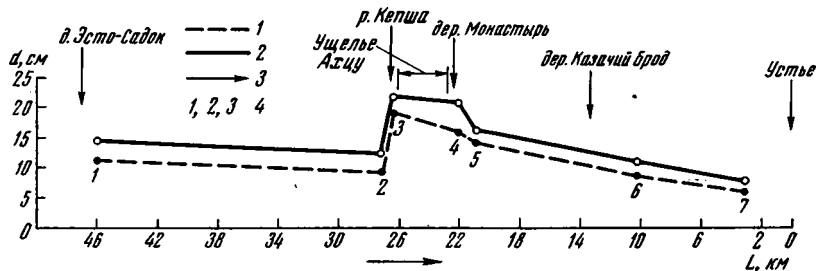
Местоположение станций в долине р. Мзымты

| № станции | Расстояние от устья, км | Характер долины на участке станции                           | Ширина долины на уровне поймы, м | Длина участка, на котором брали пробы | Количество проб |
|-----------|-------------------------|--------------------------------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-----------------|
| 1         | 46,0                    | Средняя часть расширения                                     | 220—250                          | 200                                   | 7               |
| 2         | 27,1                    | То же                                                        | 250                              | 150                                   | 4               |
| 3         | 26,3                    | Конец расширения у вогнутого берега на крутом повороте русла | 250—170                          | 140                                   | 3               |
| 4         | 22,1                    | Узкая долина непосредственно ниже ущелья Ахцу                | 50—60                            | 50                                    | 2               |
| 5         | 20,9                    | Самое начало крупного расширения ниже ущелья                 | 180—250                          | 600                                   | 6               |
| 6         | 10,2                    | Широкая долина                                               | 270—300                          | 1600                                  | 10              |
| 7         | 3,1                     | То же                                                        | 600—800                          | 800                                   | 6               |

грохочением аллювия, взятого из шурфа, размером приблизительно  $50 \times 50 \times 20$  см, заложенного на исследуемой площадке.

Затем определялся петрографический состав обмеренных на площадках валунов и галек, взятых в шурфе. В среднем на каждую пробу приходилось около 400 галек и валунов.

Основным показателем крупности галечно-валунного материала в пробе был принят средневзвешенный диаметр всех фракций более



Фиг. 1. Изменение среднего диаметра руслового аллювия р. Мзымты и среднего диаметра его галечно-валунных фракций на участке от дер. Эсто-Садон до устья.

1 — средний диаметр аллювия; 2 — средний диаметр галек и валунов (фракций > 2 см); 3 — направление течения; 4 — номера станций

2 см. Средняя крупность всех галек и валунов для участка станции определялась как среднее арифметическое из средневзвешенных диаметров по пробам, для отдельных пород — как средневзвешенный диаметр по станциям, при вычислении которого и учитывалось различное процентное содержание данной породы в пробах<sup>2</sup>.

Характер изменения принятого показателя крупности галечно-валунной части пробы близко совпадает с характером изменения средневзвешенного диаметра всей пробы, то есть всех фракций, включая и фракцию менее 2 см (табл. 2; фиг. 1). Поэтому при анализе изменения крупности руслового аллювия р. Мзымты и выявлении различий в скорости измельчания аллювия из разных пород мы сочли возможным принять за основной критерий крупности средневзвешенный диаметр галек и валунов, поскольку петрографический состав более мелких фракций не изучался<sup>3</sup>.

<sup>2</sup> В дальнейшем оба этих диаметра будут называться средними диаметрами по станциям.

<sup>3</sup> Изучение состава этих фракций требует значительно более детальных лабораторных исследований, которые в нашу задачу не входили.

## Гранулометрический состав аллювия р. Мзымты

| Русловая форма         | Местоположение пробы на русловой форме | № пробы | Процентное содержание фракций (размер фракций, см) |                 |                |               |           |                     |              |              |             |            |                      | Средневзвешенный диаметр, см |                           |
|------------------------|----------------------------------------|---------|----------------------------------------------------|-----------------|----------------|---------------|-----------|---------------------|--------------|--------------|-------------|------------|----------------------|------------------------------|---------------------------|
|                        |                                        |         | Валуны                                             |                 |                |               |           | Галька              |              |              |             |            | гравий, песок, ил <2 | всего аллювия                | галечно-валунного аллювия |
|                        |                                        |         | очень крупные, >100                                | крупные, 100—50 | средние, 50—25 | мелкие, 25—10 | всего >10 | очень крупные, 10—8 | крупные, 8—6 | средние, 6—4 | мелкие, 4—2 | всего 10—2 |                      |                              |                           |
| Коса                   | Приверх                                | 5       | —                                                  | —               | —              | 41,0          | 41,0      | 4,7                 | 6,4          | 10,3         | 12,2        | 33,6       | 25,4                 | 5,1                          | 7,8                       |
|                        | Середина                               | 4       | —                                                  | —               | 12,1           | 26,1          | 38,2      | 4,3                 | 11,7         | 10,7         | 10,8        | 37,5       | 24,3                 | 8,2                          | 10,6                      |
|                        | Ухвостье                               | 3       | —                                                  | —               | 5,9            | 28,0          | 33,9      | 9,0                 | 7,3          | 10,2         | 11,7        | 38,2       | 27,9                 | 6,4                          | 8,5                       |
| Осередок               | Приверх                                | 6       | —                                                  | 14,1            | 22,0           | 31,8          | 67,9      | 4,1                 | 4,0          | 3,8          | 5,4         | 17,3       | 14,8                 | 17,9                         | 20,8                      |
|                        | Ухвостье                               | 7       | —                                                  | —               | 10,0           | 14,3          | 24,3      | 6,7                 | 6,4          | 6,1          | 13,2        | 32,4       | 43,3                 | 6,3                          | 10,4                      |
| Коса                   | Середина                               | 9       | —                                                  | 25,2            | 27,7           | 13,4          | 66,3      | 3,4                 | 2,5          | 3,3          | 6,2         | 15,4       | 18,3                 | 22,1                         | 26,8                      |
| Протока                |                                        | 8       | —                                                  | 8,6             | 19,5           | 21,4          | 49,5      | 5,0                 | 5,0          | 4,9          | 9,7         | 24,6       | 25,9                 | 13,5                         | 17,4                      |
| В среднем по станции 1 |                                        |         |                                                    | 6,8             | 13,9           | 25,1          | 45,8      | 5,3                 | 6,2          | 7,1          | 9,9         | 28,5       | 25,7                 | 11,4                         | 14,6                      |
| Коса                   | Приверх                                | 14      | —                                                  | 3,4             | 22,9           | 21,9          | 48,2      | 6,0                 | 4,1          | 5,0          | 9,3         | 24,4       | 27,4                 | 11,5                         | 15,4                      |
|                        | Середина                               | 15      | —                                                  | —               | 6,5            | 26,8          | 33,3      | 6,9                 | 3,0          | 6,7          | 13,1        | 29,7       | 37,0                 | 6,0                          | 9,0                       |
|                        | Ухвостье                               | 16      | —                                                  | —               | 6,6            | 31,5          | 38,1      | 6,2                 | 5,6          | 4,3          | 7,6         | 23,7       | 38,2                 | 6,2                          | 9,7                       |
| Протока                |                                        | 17      | —                                                  | —               | 26,3           | 38,9          | 65,2      | 4,3                 | 2,6          | 1,8          | 6,0         | 14,7       | 20,1                 | 12,5                         | 15,4                      |
| В среднем по станции 2 |                                        |         | —                                                  | 0,8             | 15,6           | 29,8          | 46,2      | 5,8                 | 3,8          | 4,5          | 9,0         | 23,1       | 30,7                 | 9,0                          | 12,4                      |
| Коса                   | Приверх                                | 11      | —                                                  | 16,1            | 31,5           | 20,3          | 67,9      | 3,8                 | 2,9          | 3,1          | 6,1         | 15,9       | 16,2                 | 20,4                         | 24,2                      |
|                        | Середина                               | 12      | —                                                  | —               | 18,0           | 54,5          | 72,5      | 5,4                 | 2,3          | 3,2          | 4,3         | 15,2       | 12,3                 | 12,3                         | 13,5                      |
| Протока                |                                        | 13      | 5,2                                                | 14,5            | 32,2           | 27,6          | 79,5      | 2,5                 | 1,3          | 1,7          | 4,2         | 9,7        | 10,8                 | 25,1                         | 28,0                      |
| В среднем по станции 3 |                                        |         | 1,7                                                | 10,2            | 27,3           | 34,1          | 73,3      | 3,9                 | 2,2          | 2,7          | 4,8         | 13,6       | 13,1                 | 19,3                         | 21,9                      |
| Коса                   | Приверх                                | 18      | —                                                  | 12,0            | 25,6           | 15,6          | 53,2      | 6,8                 | 3,5          | 4,1          | 8,4         | 22,8       | 24,0                 | 16,4                         | 21,3                      |
|                        | Ухвостье                               | 19      | —                                                  | 6,2             | 28,7           | 26,4          | 61,3      | 5,0                 | 1,5          | 3,8          | 5,8         | 16,1       | 22,6                 | 15,7                         | 20,0                      |
| В среднем по станции 4 |                                        |         | —                                                  | 9,1             | 27,2           | 21,0          | 57,3      | 5,9                 | 2,5          | 3,9          | 7,1         | 19,4       | 23,3                 | 16,0                         | 20,7                      |

|                        |                   |    |   |     |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------------------|-------------------|----|---|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Сложная коса           | Приверх I гряды   | 22 | — | 3,9 | 25,8 | 28,6 | 58,3 | 11,0 | 3,2  | 5,4  | 8,0  | 27,6 | 14,1 | 15,0 | 15,2 |
|                        | Середина I гряды  | 20 | — | 7,6 | 30,8 | 30,7 | 69,1 | 8,4  | 5,9  | 4,2  | 3,7  | 22,2 | 8,7  | 17,4 | 18,9 |
|                        | Приверх II гряды  | 23 | — | 9,1 | 36,9 | 20,9 | 66,9 | 3,5  | 3,4  | 2,2  | 6,6  | 15,7 | 17,4 | 17,6 | 21,1 |
|                        | Середина II гряды | 25 | — | 1,1 | 17,2 | 28,9 | 47,2 | 7,1  | 7,2  | 5,0  | 6,4  | 25,7 | 27,1 | 9,6  | 12,8 |
|                        | Ухвостье II гряды | 21 | — | —   | 23,9 | 37,8 | 61,7 | 12,0 | 3,7  | 4,8  | 3,9  | 24,4 | 13,9 | 12,7 | 14,6 |
| Протока                |                   | 24 | — | 5,5 | 18,8 | 29,4 | 53,7 | 10,0 | 5,6  | 3,6  | 6,8  | 26,0 | 20,3 | 12,4 | 15,3 |
| В среднем по станции 5 |                   |    | — | 4,5 | 25,6 | 29,4 | 59,5 | 8,7  | 4,8  | 4,2  | 5,9  | 23,6 | 16,9 | 14,1 | 16,3 |
| Коса                   | Приверх           | 29 | — | 3,3 | 23,0 | 41,0 | 67,3 | 4,8  | 2,4  | 3,6  | 6,0  | 16,8 | 15,9 | 13,3 | 15,6 |
|                        | Ухвостье          | 28 | — | —   | 16,0 | 35,2 | 51,2 | 9,6  | 5,6  | 5,0  | 7,2  | 27,4 | 21,4 | 9,5  | 11,8 |
| »                      | Приверх           | 34 | — | —   | 18,5 | 33,0 | 51,5 | 7,9  | 4,5  | 6,2  | 6,8  | 25,4 | 23,1 | 10,9 | 12,9 |
|                        | Ухвостье          | 35 | — | —   | —    | 19,0 | 19,0 | 8,9  | 9,8  | 10,4 | 13,3 | 42,4 | 38,6 | 4,2  | 6,2  |
| »                      | Оголовок          | 30 | — | —   | 2,5  | 34,2 | 36,7 | 5,1  | 6,5  | 9,6  | 13,8 | 35,0 | 23,3 | 6,2  | 8,3  |
|                        | Середина          | 32 | — | —   | 4,6  | 33,1 | 37,7 | 9,4  | 7,0  | 12,2 | 9,4  | 38,0 | 24,3 | 6,7  | 8,6  |
|                        | Середина на урезе | 31 | — | 2,7 | 12,8 | 52,5 | 68,0 | 3,8  | 3,5  | 4,0  | 5,8  | 17,1 | 14,9 | 11,8 | 13,8 |
|                        | Ухвостье          | 33 | — | —   | 9,8  | 29,8 | 39,6 | 12,5 | 7,5  | 8,3  | 7,4  | 35,7 | 24,7 | 7,6  | 9,8  |
| »                      | Приверх           | 26 | — | 2,5 | 16,7 | 30,0 | 49,2 | 7,8  | 6,0  | 7,0  | 8,2  | 29,0 | 21,8 | 10,3 | 12,9 |
|                        | Середина          | 27 | — | —   | 10,1 | 23,3 | 38,4 | 9,1  | 6,6  | 7,1  | 10,9 | 33,7 | 27,9 | 7,4  | 9,9  |
| В среднем по станции 6 |                   |    | — | 0,8 | 11,4 | 33,6 | 45,8 | 7,9  | 6,0  | 7,3  | 8,9  | 30,1 | 24,1 | 8,8  | 11,0 |
| Осередок               | Середина          | 36 | — | —   | 2,1  | 38,2 | 40,3 | 6,3  | 10,1 | 10,4 | 11,7 | 38,5 | 21,2 | 6,4  | 7,9  |
| Коса                   | Приверх           | 37 | — | —   | 2,5  | 37,9 | 40,4 | 8,7  | 5,7  | 7,4  | 9,1  | 30,9 | 28,7 | 6,5  | 8,7  |
|                        | Ухвостье          | 38 | — | —   | —    | 6,6  | 6,6  | 7,4  | 8,4  | 12,2 | 16,6 | 44,6 | 48,8 | 2,7  | 4,6  |
| »                      | Приверх           | 41 | — | —   | 1,7  | 34,7 | 36,4 | 11,6 | 8,5  | 7,9  | 9,9  | 37,9 | 25,7 | 6,2  | 8,0  |
|                        | Ухвостье          | 39 | — | —   | 1,7  | 25,0 | 26,7 | 7,9  | 10,0 | 10,7 | 12,9 | 41,5 | 31,8 | 5,2  | 7,1  |
| »                      | Ухвостье          | 40 | — | —   | 10,3 | 50,8 | 61,1 | 5,1  | 6,2  | 5,7  | 6,7  | 23,7 | 15,2 | 9,7  | 11,3 |
| В среднем по станции 7 |                   |    | — | —   | 3,1  | 32,2 | 35,3 | 7,8  | 8,2  | 9,0  | 11,1 | 36,1 | 28,6 | 6,1  | 7,9  |



Полученные нами материалы по составу прирусловых фаций аллювия р. Мзымты, конечно, не полностью характеризуют ее русловые отложения, но они, безусловно, позволяют в какой-то мере уловить различия в изменении по длине реки механического состава галечно-валунного материала из разных пород и тем самым выявить относительную роль процессов износа при сортировке аллювия того или иного состава.

## 2. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ АЛЛЮВИЯ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ ПО ДЛИНЕ Р. МЗЫМТЫ

Русловой аллювий р. Мзымты представлен валунами, галькой и гравийно-песчаным материалом с примесью ила (см. табл. 2). Преобладают валуны, в среднем по пробам составляющие 52%.

Гранулометрический состав аллювия даже на тех станциях, которые охватывают сравнительно небольшой участок, сильно колеблется, меняясь как от одной русловой формы к другой, так и в пределах самих форм. Часто на приверхах средняя крупность в 1,3—2 раза больше, чем на ухвостях. Сказывается и влияние местных изгибов русла. Так, на побочке у вогнутого берега (пробы 28, 29) наблюдается значительно более крупный материал, чем рядом у выпуклого берега (пробы 34, 35).

Чтобы судить о закономерностях изменения механического состава аллювия вниз по реке, были взяты осредненные величины, характеризующие; конечно в какой-то степени условно, состав аллювия на станциях (см. табл. 2).

На фиг. 1 видно, что на протяжении исследованного участка характерны значительные изменения крупности аллювия, но тенденция к измельчанию наносов вниз по течению проявляется лишь в низовьях, от конца высокогорного участка. Хорошо прослеживается связь как среднего диаметра аллювия в целом, так и средней крупности галечно-валунной части и соотношения различных фракций с особенностями строения долины и русла. Так, крупный аллювий встречен на станции 4, на узком, почти беспойменном участке долины (см. табл. 1 и 2). Наиболее грубые наносы с максимальным содержанием валунов обнаружены на станции 3, где опробованный крупный побочень (прирусловая отмель) расположен на крутом повороте русла у вогнутого берега, к которому направлена основная струя течения<sup>4</sup>.

Наиболее мелкий аллювий встречен в пойменных расширениях долины (на станциях 1 и 2) и в широкой долине в предгорьях (на станциях 6 и 7). Характерно, что средний диаметр галечно-валунного материала на этих станциях постепенно уменьшается вниз по течению от 14,6 см на станции 1 до 7,9 см на ст. 7. В этом же направлении увеличивается ширина дна долины (см. табл. 1) и несколько уменьшаются уклоны (на 1-й станции уклон равняется 0,02, на 2-й — 0,006, на участке станций 6 и 7 — 0,005).

Довольно крупный аллювий встречен на станции 5, расположенной в самом начале крупного расширения долины. Река, выходя из ущелья, теряет здесь скорость и сгружает относительно крупный материал.

Наблюдаемая тесная связь крупности аллювия с шириной поймы, чередованием сужений и расширений, с крупными изгибами русла, то есть с особенностями строения долины и русла, влияющими на характер распределения уклонов, глубин, скоростей течения на данном участке, указывает на значительную роль гидравлической сортировки в распределении наносов определенной крупности по продольному профилю р. Мзымты.

Однако, безусловно, при транспортировке рекой галечно-валунный материал подвергается истиранию, раздроблению, то есть измельчанию.

<sup>4</sup> Подобное увеличение крупности наносов на изгибах русла у вогнутого берега описывает А. Ф. Пашинский (1964) на кавказской реке Псеузапсе.

Об этом свидетельствует и повышение окатанности вниз по течению (на станциях 1—4 преобладают частицы I класса окатанности, на станциях 5—7—II класса<sup>5</sup>), и наличие битых галек и валунов в пробах, составляющих от 3,6 до 9,9% на станции.

Чтобы оценить роль процессов износа, рассмотрим изменение петрографического состава галечно-валунной части аллювия от станции к станции и колебания средней крупности галек и валунов из различных пород.

### 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЛЕЧНО-ВАЛУННОГО МАТЕРИАЛА РУСЛОВОГО АЛЛЮВИЯ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ ПО ДЛИНЕ Р. МЗЫМТЫ

Бассейн р. Мзымты имеет сложное геологическое строение, что обусловило пестрый петрографический состав ее аллювия. Породы, встречающиеся в галечно-валунных отложениях р. Мзымты, были подразделены на три группы. Группа А — прочные магматические, метаморфические, вулканогенно-осадочные и кремнистые осадочные породы, группа Б — относительно прочные осадочные породы и группа В — малопрочные осадочные породы. Группы разделялись на более мелкие подгруппы<sup>6</sup>.

На фиг. 2 показано среднее содержание на станциях подгрупп пород в галечно-валунном аллювии р. Мзымты. На фигуре видно, что преобладающими являются породы группы А. Даже в предгорьях, где все породы этой группы представляют собой, безусловно, транзитный материал, они составляют 59—53%. Площадь же, занимаемая ими в бассейне р. Мзымты, сравнительно невелика (табл. 3).

Таблица 3

Распределение различных горных пород в бассейне р. Мзымты и их содержание в галечно-валунном аллювии

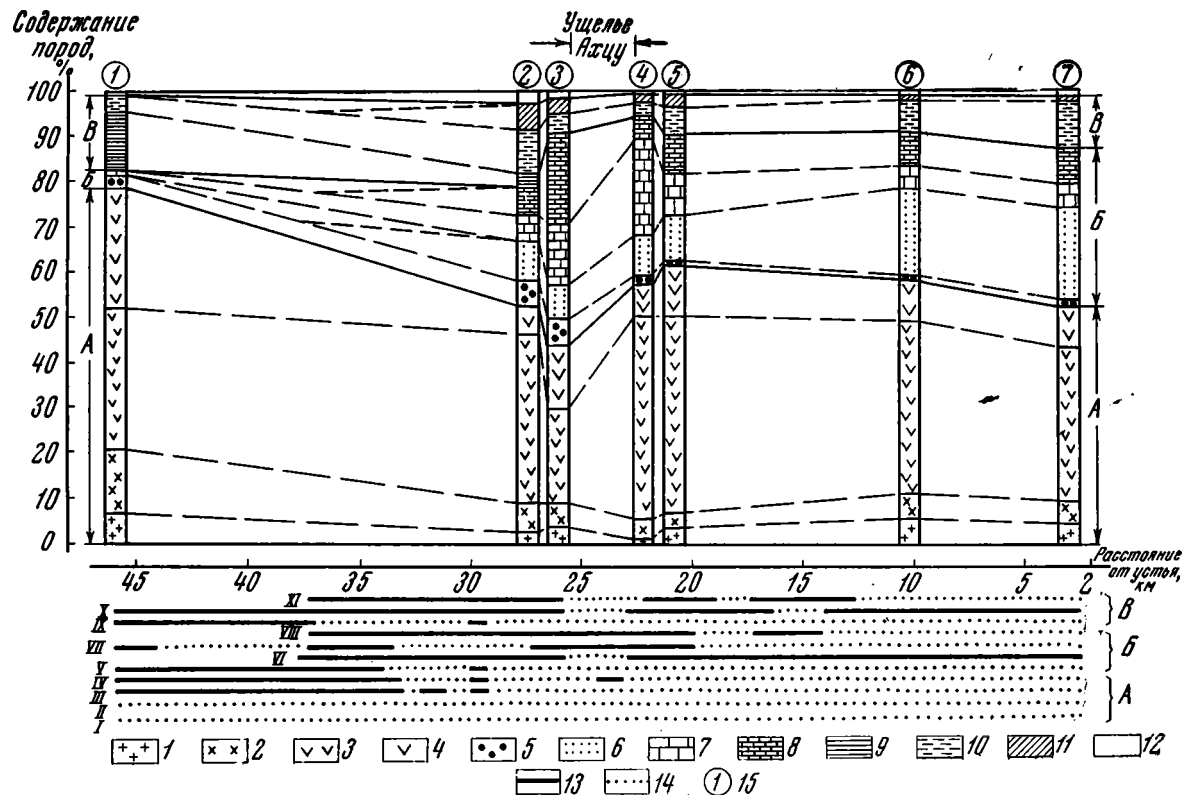
| Группы пород | Подгруппы пород | Ориентировочная площадь, занятая данными породами, % общей площади бассейна р. Мзымты | Содержание галечно-валунного аллювия в приустьевом участке (на станции 7), % |
|--------------|-----------------|---------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
| А            | I, II           | 9—9,5                                                                                 | 9,1 } 53,0                                                                   |
|              | III, IV         | 17—17,5                                                                               |                                                                              |
| Б            | V, VI           | 7—8                                                                                   | 21,6 } 34,8                                                                  |
|              | VII, VIII       | 11—11,5                                                                               |                                                                              |
| В            | XI, X, XI       | 52—54                                                                                 | 11,1                                                                         |

Господствующее (более 50%) положение пород группы А в галечно-валунном материале руслового аллювия р. Мзымты вплоть до устья, при охвате ими всего лишь около одной четвертой части ее бассейна и в основном в верхней половине течения реки, объясняется, по-видимому, их относительно высокой прочностью. Особенно велик процент валунов и галек, представленных мелкозернистыми, плотными породами подгруппы III.

В конце высокогорного участка существенную роль в русловых отложениях р. Мзымты начинают играть известняки подгрупп VII и VIII, занимающие около 11—11,5% водосбора р. Мзымты (см. табл. 3). На станции 3, ниже устья р. Кепша, протекающей в области развития меловых известняков, и на станции 4, ниже ущелья Ахцу, прорезающего

<sup>5</sup> Окатанность определялась визуально по пятибалльной шкале А. В. Хабакова (1946), отдельно выделялась битая галька.

<sup>6</sup> При изучении петрографического состава и определения областей сноса пород авторы пользовались консультацией сотрудницы геологического факультета МГУ С. Л. Бызовой, проводившей геологическую съемку в бассейне р. Мзымты. Ею были любезно просмотрены эталоны пород и описаны шлифы.



Фиг. 2. Петрографический состав галечно-валунного аллювия р. Мзымты на участке нижнего течения

Группа А. Прочные магматические, метаморфические, вулканогенно-осадочные и кремнеземные осадочные породы.

Подгруппы: 1 — граниты, гранодиориты, гнейсы и другие породы зоны Главного Кавказского хребта (кроме кварцитов) — I; 2 — кварциты и кварцито-песчаники — II; 3 — туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, мелкозернистые диабазы, кремнеземные алевролиты и аргиллиты — III; 4 — туфобрекчии, авгитовые порфириты, диабазовые и диоритовые порфириты и др. — IV.

Группа Б. Относительно прочные осадочные породы.

Подгруппы: 5 — песчаники плотные, известковистые — V; 6 — песчаники различной плотности, известковистые, часто с глауконитом — VI; 7 — известняки массивные, толсто-плитчатые — VII; 8 — известняки средне-плитчатые, непитоморфные — VIII.

Группа В. Сравнительно малопрочные осадочные породы. 9 — глинистые и глинисто-алевролитовые сланцы — IX; 10 — аргиллиты и алевролиты — X; 11 — мергели — XI; 12 — неопределенные породы (в эту группу включены также встречающиеся единично жильный кварц, кальцит и кремнеземные известняки; 13 — участок реки, на котором обломки данной породы сплошь или местами могут поступать в русло со склонов или по притокам; 14 — участок реки, на котором частицы аллювия данной породы безусловно транзитны; 15 — номера станций

массивные известняки верхней юры, эти подгруппы составляют 33—26% галечно-валунного материала (см. фиг. 2). Однако ниже основного источника их поступления в реку доля известняков VII снова быстро падает и на протяжении 12 км от станции 4 до 6 уменьшается более чем в четыре раза (от 21,3 до 5,1%). По-видимому, карбонатные гальки и валуны разрушаются рекой быстрее, чем сложенные породами группы А, доля которого на этом участке почти не меняется (см. фиг. 2).

Содержание пелитоморфных известняков подгруппы VIII резко падает при прохождении ущелья Ахцу, где они в коренном залегании развиты очень мало и почти не попадают в русло заново. Но ниже, в следующем небольшом ущелье между станциями 4 и 5, а также в ущелье выше дер. Казачий Брод аллювий вновь обогащается ими.

Довольно заметную роль в аллювии р. Мзымты играют и различные песчаники, составляющие в среднем на исследованном участке около 13,5% галечно-валунного материала, а в предгорьях даже до 20—21,6% (главным образом за счет свежих поступлений палеогеновых песчаников, входящих в подгруппу VI).

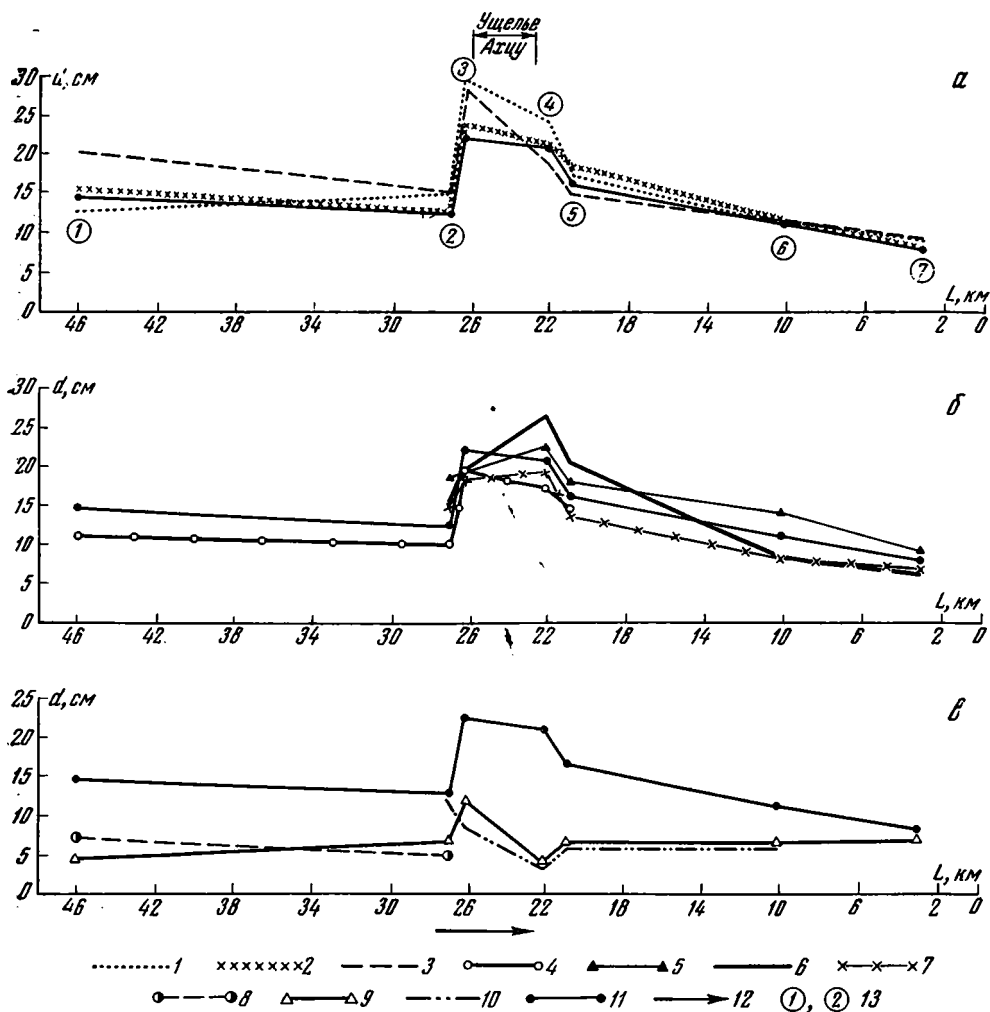
Вместе с породами группы В, в чередовании с которыми они обычно залегают, песчаники занимают в бассейне р. Мзымты около 61—62% общей площади. Но, судя по грубым подсчетам, только около 7—8% падает на долю песчаников, а до 52—54% заняты тонкослойными, малопрочными породами группы В. Однако содержание пород группы В в аллювии не превышает 17—18% и в среднем по участку составляет всего около 11% (то есть меньше, чем песчаники), причем пород группы В почти всегда больше в галечных, чем в валунных фракциях, а среди валунов — в мелковалунной фракции<sup>7</sup>.

Несоответствие между широким распространением пород группы В в бассейне реки и их малой долей в галечно-валунном аллювии р. Мзымты связано, во-первых, с тем, что склоновые отложения, образуемые из них, содержат относительно гораздо меньше обломочного материала, питающего галечно-валунные фракции аллювия, чем делювиально-осыпные отложения на туффитах, песчаниках, известняках и других массивных, толсто- и среднеплитчатых породах. Во-вторых, с тем, что благодаря первоначальной меньшей крупности обломков породы группы В попадают в относительно больших количествах сразу в галечные фракции. И, в-третьих, по-видимому, с их меньшей устойчивостью к процессам истирания, раздробления при транспортировке рекой. Оба последних фактора способствуют их более быстрому переходу в песчано-гравийные фракции, чем более прочных и имеющих крупную отдельность пород группы А и Б. Так, широко развитые в верхнем течении юрские глинистые сланцы (подгруппа IX) ниже района своего распространения быстро исчезают из состава галечно-валунных отложений р. Мзымты (см. фиг. 2) и на нижних станциях, ниже на 8—15 км от последних возможных источников своего поступления в русло, они сохраняются только в песчано-гравийной фракции (<2 см).

Таким образом, доля тех или иных пород в галечно-валунном аллювии р. Мзымты определяется в основном устойчивостью этих пород к процессам денудации и обработки рекой, механическим составом развивающихся на них склоновых отложений и значительно меньше — степенью их распространения в бассейне реки. Господство в аллювии прочных магматических, метаморфических, вулканогенно-осадочных пород группы А, высокое содержание несколько менее прочных пород группы Б, главным образом вблизи области своего широкого распространения (известняков на станциях 3—5, песчаников подгруппы VI в низовьях), исчезновение из галечно-валунного материала малоустойчи-

---

<sup>7</sup> В аллювии из пород групп А и Б на большинстве станций среди галечно-валунных отложений господствуют валунные фракции.



Фиг. 3. Изменение величины среднего диаметра ( $d$ ) галечно-валунного материала разного петрографического состава

а — для пород группы А; б — для пород группы Б; в — для пород группы В.  
 Средние диаметры пород: 1 — II, 2 — III, 3 — IV, 4 — V, 5 — VI, 6 — VII, 7 — VIII, 8 — IX, 9 — X, 10 — XI; 11 — галечно-валунного аллювия в целом; 12 — направление течения; 13 — номера станций

вых тонкоплитчатых сланцев на небольшом расстоянии от источников сноса — все это указывает на то, что процессы износа аллювия при его транспортировке играют существенную роль в формировании его петрографического состава и безусловно влияют на механический состав.

#### 4. СРЕДНИЙ ДИАМЕТР ГАЛЕЧНО-ВАЛУННОГО МАТЕРИАЛА, СОДЕРЖАНИЕ ВАЛУННЫХ ФРАКЦИЙ АЛЛЮВИЯ РАЗЛИЧНОГО ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ ПО ДЛИНЕ РЕКИ

В таблице 4 и на фиг. 3 видно, что значения средних диаметров галек и валунов большинства пород повторяют изменения величины среднего диаметра галечно-валунного материала в целом. Они колеблются в пределах высокогорья, достигая максимума на станциях 3 или 4 и снижаются, начиная от конца этого участка. То есть так же, как для общего состава, средняя крупность материала из отдельных пород

Средний диаметр (см) галечно-валунного аллювия из различных пород

| № станции | Группы и подгруппы пород |      |      |      |      |      |      |      |     |      |      | Общий состав (весь галечно-валунный материал) |
|-----------|--------------------------|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|------|-----------------------------------------------|
|           | А                        |      |      |      | Б    |      |      |      | В   |      |      |                                               |
|           | I                        | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX  | X    | XI   |                                               |
| 1         | 16,3                     | 12,7 | 15,4 | 20,6 | 10,9 |      | —    |      | 6,9 | 4,4  |      | 14,6                                          |
| 2         | 15,6                     | 14,9 | 12,5 | 15,3 | 10,1 | 18,4 | 15,3 | 14,7 | 4,8 | 6,5  | 11,5 | 12,4                                          |
| 3         | 19,9                     | 29,5 | 23,8 | 28,7 | 19,5 | 19,3 | 19,3 | 18,4 | —   | 11,5 | 8,2  | 21,9                                          |
| 4         | —                        | 23,9 | 20,9 | 18,7 | 17,3 | 22,4 | 26,5 | 19,2 | —   | 3,6  | 3,0  | 20,7                                          |
| 5         | 16,9                     | 17,2 | 18,6 | 15,0 | 14,6 | 18,2 | 20,6 | 13,7 | —   | 6,4  | 5,6  | 13,3                                          |
| 6         | 13,5                     | 11,1 | 11,4 | 11,6 | —    | 13,9 | 8,4  | 8,2  | —   | 5,9  | 5,6  | 11,0                                          |
| 7         | 11,1                     | 9,2  | 7,9  | 8,9  | —    | 9,1  | 6,6  | 6,7  |     | 6,8  | —    | 7,9                                           |

Примечание: Пустая графа — данной породы в пробах на станции нет (то же в табл. 5 и 6).  
 Прочерк — данные не приводятся, так как среднее содержание породы на станции менее 1% и полученные величины носят случайный характер (то же в табл. 5 и 6).  
 Подчеркнуты максимальные величины (то же в табл. 5).  
 Средний диаметр рассчитан без учета двух единичных очень крупных глыб, встреченных в одной из проб.

определяется в основном гидравлической сортировкой, обусловленной особенностями строения долины и русла в месте взятия проб.

Отражается влияние этого фактора и на характере распределения по фракциям аллювия из различных пород. Так, почти для всех пород максимальное содержание в валунных фракциях наблюдается на станции 3 (табл. 5) и минимальное на двух нижних (6 и 7). На последних станциях для всех пород, как транзитных, так и нетранзитных, среди валунов резко преобладают мелкие (табл. 6). И на приустьевой (7) ни одна порода (даже поступающие поблизости палеогеновые песчаники, входящие в подгруппу VI) не дает крупных валунов.

На участках, где породы не транзитны, на механический состав слабого ими аллювия влияет близость источников поступления обломков данной породы в русло, вызывая обычно некоторое повышение крупности. Так, для большинства пород средний диаметр несколько снижается от станции 3 к станции 4, для известняков же подгруппы VII наблюдается значительное его повышение на этом участке (см. фиг. 3), что

Таблица 5

Содержание валунов в галечно-валунном материале данной породы, %

| № станции | Группы и подгруппы пород |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    | Общий состав (весь галечно-валунный материал) |
|-----------|--------------------------|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----------------------------------------------|
|           | А                        |    |     |    | Б  |    |     |      | В  |    |    |                                               |
|           | I                        | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI |                                               |
| 1         | 71                       | 69 | 66  | 73 | 27 |    | —   |      | 32 | 6  |    | 62                                            |
| 2         | 61                       | 83 | 71  | 78 | 53 | 81 | 80  | 66   | 25 | 21 | 63 | 67                                            |
| 3         | 90                       | 97 | 83  | 98 | 92 | 92 | 88  | 83   | —  | 36 | 44 | 84                                            |
| 4         | —                        | 81 | 77  | 84 | 52 | 84 | 89  | 57   | —  | 0  | 0  | 75                                            |
| 5         | 71                       | 71 | 77  | 74 | 56 | 78 | 82  | 72   | —  | 32 | 13 | 71                                            |
| 6         | 71                       | 62 | 60  | 67 | —  | 76 | 44  | 46   | —  | 19 | 23 | 60                                            |
| 7         | 50                       | 52 | 48  | 60 | —  | 57 | 34  | 36   |    | 30 | —  | 49                                            |

Примечание. Подчеркнуты максимальные величины.

безусловно связано с поступлением в реку большого количества обломков и глыб известняка в ущелье Ахцу, непосредственно ниже которого расположена станция 4. Содержание известняков (VII) здесь достигает максимума (21,3%). На этой же станции имеет максимальное значение

ние и относительное содержание валунов в галечно-валунном материале известняков (см. табл. 5) и наибольшая доля крупных валунов (см. табл. 6).

Как здесь, так и на близрасположенной станции 5 известняки этой подгруппы (VII) составляют наиболее крупный материал в аллювии р. Мзымты (см. табл. 4, 5, фиг. 3). Причем на станции 5 среди валунов подгруппы VII преобладают средние, тогда как для большинства пород — мелкие валуны (см. табл. 6). Однако уже через 10 км, на станции 6, средний диаметр галечно-валунного материала породы VII ниже

Таблица 6

Процентное содержание крупных (К), средних (С) и мелких (М) валунов в валунной фракции аллювия из различных пород

| № станции | Фракции валунов | Группы и подгруппы пород |    |      |    |     |    |     |      |     |     |    | Общий состав (гальечно-валунный материал) |
|-----------|-----------------|--------------------------|----|------|----|-----|----|-----|------|-----|-----|----|-------------------------------------------|
|           |                 | А                        |    |      |    | Б   |    |     |      | В   |     |    |                                           |
|           |                 | I                        | II | III  | IV | V   | VI | VII | VIII | IX  | X   | XI |                                           |
| 1         | К               | 6                        | 4  | 16   | 20 | 39  |    | —   |      | 2   | 0   |    | 15                                        |
|           | С               | 44                       | 24 | 25   | 41 | 23  |    | —   |      | 12  | 0   |    | 30                                        |
|           | М               | 50                       | 78 | 59   | 39 | 38  |    | —   |      | 86  | 100 |    | 55                                        |
| 2         | К               | 0                        | 0  | 0,4  | 0  | 0   | 9  | 0   | 11   | 0   | 0   | 0  | 12                                        |
|           | С               | 65                       | 43 | 30,4 | 44 | 8   | 48 | 47  | 23   | 0   | 32  | 35 | 34                                        |
|           | М               | 35                       | 67 | 69,2 | 56 | 92  | 43 | 53  | 66   | 100 | 68  | 65 | 64                                        |
| 3         | К               | 8                        | 29 | 19   | 33 | 16  | 0  | 8   | 9    | —   | 0   | 0  | 16                                        |
|           | С               | 39                       | 44 | 55   | 29 | 14  | 39 | 35  | 36   | —   | 43  | 7  | 37                                        |
|           | М               | 53                       | 27 | 26   | 38 | 70  | 61 | 57  | 55   | —   | 57  | 93 | 47                                        |
| 4         | К               | —                        | 25 | 14   | 10 | 0   | 22 | 18  | 12   | —   | 0   | 0  | 16                                        |
|           | С               | —                        | 45 | 49   | 33 | 100 | 32 | 53  | 62   | —   | 0   | 0  | 48                                        |
|           | М               | —                        | 30 | 37   | 57 | 0   | 46 | 29  | 26   | —   | 0   | 0  | 36                                        |
| 5         | К               | 18                       | 14 | 8    | 1  | 3   | 8  | 8   | 3    | —   | 0   | 0  | 8                                         |
|           | С               | 25                       | 36 | 48   | 41 | 45  | 47 | 53  | 27   | —   | 17  | 57 | 43                                        |
|           | М               | 57                       | 50 | 44   | 58 | 52  | 45 | 39  | 70   | —   | 83  | 43 | 49                                        |
| 6         | К               | 0                        | 3  | 2    | 1  | —   | 2  | 0   | 1    | —   | 0   | 0  | 2                                         |
|           | С               | 26                       | 16 | 29   | 21 | —   | 25 | 17  | 8    | —   | 24  | 22 | 25                                        |
|           | М               | 74                       | 81 | 69   | 78 | —   | 73 | 83  | 91   | —   | 76  | 78 | 73                                        |
| 7         | К               | 0                        | 0  | 0    | 0  | —   | 0  | 0   | 0    | —   | 0   | —  | 0                                         |
|           | С               | 14                       | 19 | 10   | 5  | —   | 9  | 0   | 5    | —   | 0   | —  | 9                                         |
|           | М               | 86                       | 81 | 90   | 95 | —   | 91 | 100 | 95   | —   | 100 | —  | 91                                        |

средних диаметров аллювия из транзитных пород группы А. Если для этих пород средняя крупность уменьшается от станции 5 до 6 в 1,2—1,6 раза, то для известняков подгруппы VII — в 2,5 раза (см. табл. 4). Почти вдвое уменьшается и доля валунных фракций в аллювии из известняков подгруппы VII. Для пород группы А она соответственно уменьшается всего в 1,1—1,3 раза. Эти породы в противоположность известнякам (подгруппы VII и VIII) сохраняют преобладание в валунных фракциях далеко от источников сноса (см. табл. 5).

Об усиленном процессе истирания обломков известняка на участке непосредственно ниже ущелья Ахцу свидетельствует и заметная разница окатанности аллювия из этой породы на станциях 4, 5, 6, 7 (табл. 7), а также резкое уменьшение роли известняков в аллювии р. Мзымты к станции 6.

Однако более интенсивный износ галечно-валунного аллювия из известняков (VII) по сравнению с этим же материалом из пород группы А заметно сказывается только в непосредственной близости к области сноса известняков, на первых 10—12 км ниже ущелья Ахцу (см. фиг. 3). По-видимому, неокатанные, крупные обломки известняка, попадающие со склонов в реку, сравнительно быстро разрушаются, истираются, возможно раскалываются по трещинам, растворяются с выветрелой поверх-

ности, после чего остаются более устойчивые к процессам износа обломки, довольно близкие по прочности к галькам и валунам из пород группы А<sup>8</sup>.

Особенно ярко видно влияние поступления нового материала в реку на аллювии из малопрочных пород группы В. Так, входящие в эту группу мергели (подгруппа XI) дают максимальный средний диаметр в расширении на станции 2 (см. табл. 4), в непосредственной близости от которой они широко развиты. На этой же станции мергели дают максимальное (63%) содержание в валунных фракциях, тогда как на всех других они преобладают в галечных (см. табл. 5). На транзитном участке при прохождении через ущелье Ахцу средний диаметр частиц, сложенных мергелями (XI), а также аргиллитами и алевролитами (X), падает до минимального значения (см. фиг. 3). Непосредственно ниже ущелья (станция 4) эти породы в валунных фракциях отсутствуют совсем (табл. 5). На лежащей ниже станции, где в русло могут попадать новые порции пород подгрупп X и XI, они вновь появляются среди валунов, и средний диаметр их повышается, тогда как для всех остальных пород под влиянием гидравлической сортировки он понижается (см. фиг. 3).

Характерно, что нетранзитные на нижнем участке породы подгруппы X и могущие поступать заново в русло почти до станции 6 породы подгруппы XI не дают закономерного понижения средней крупности вниз от станции 5, тогда как так же нетранзитная до конца подгруппа VI его дает (см. фиг. 3). Это указывает на то, что среди относительно прочных песчаников подгруппы VI, по-видимому, значительную роль играет материал, принесенный с лежащих выше участков и уже отсортированный рекой, а среди малопрочных аргиллитов, алевролитов (X) и мергелей (XI) на каждой станции преобладает сугубо местный материал, а поступивший с лежащих выше участков в значительной мере истирается и уходит во фракции <2 см.

Таким образом, на исследованном отрезке р. Мзымты крупность аллювия из малопрочных, дающих мелкие обломки пород группы В, определяется в большей мере износом и поступлением нового материала, чем влиянием гидравлической сортировки.

В сортировке по крупности галечно-валунного материала из относительно прочных пород группы Б, судя по известнякам, износ заметно сказывается лишь вблизи источников сноса. В сортировке же транзитного на большей части исследованного участка аллювия из прочных магматических, метаморфических, вулканогенно-осадочных пород группы А износ играет, по-видимому, еще меньшую роль. Так, галечно-валунный аллювий из этих пород, хотя и проходит к нижним станциям наиболее длинный путь, до конца сохраняет относительно высокую крупность (т. е. средний диаметр больший, чем для общего состава), преобладание в валунных фракциях (на станции 7 он составляет 57% всех валунов) и высокое содержание в пробах. Влияние износа сказывается лишь в не-

Таблица 7

Распределение по классам окатанности галечно-валунного материала из известняков подгруппы VII (%)

| № станции | Классы окатанности |    |    |     |    | Битые валуны и гальки |
|-----------|--------------------|----|----|-----|----|-----------------------|
|           | 0                  | I  | II | III | IV |                       |
| 4         | 14                 | 66 | 10 | 3   | —  | 2                     |
| 5         | —                  | 65 | 27 | 1   | —  | 7                     |
| 6         | —                  | 25 | 63 | 6   | —  | 6                     |
| 7         | —                  | 17 | 71 | 7   | —  | 6                     |

<sup>8</sup> Наиболее интенсивный износ обломочного материала в начале переноса потока отмечает ряд авторов на основе полевых и экспериментальных наблюдений (сводная работа Вистелиуса, 1960; Разумихин, 1965).



котором различии интенсивности уменьшения среднего диаметра галечно-валунного материала пород подгрупп II, III, IV на нижнем участке (см. фиг. 3) <sup>9</sup>. Так как гидравлическая сортировка действует однозначно на среднюю крупность галек и валунов всех этих транзитных пород, различие, по-видимому, обусловлено не совсем одинаковой интенсивностью износа.

Таким образом, соотношение различных пород в галечно-валунных фракциях руслового аллювия р. Мзымты на нижнем участке ее течения определяется не столько степенью распространения этих пород в бассейне реки, сколько их относительной устойчивостью, характером образующихся на них склоновых отложений. Господствуют в галечно-валунных отложениях реки прочные, имеющие крупную отдельность, магматические, метаморфические, вулканогенно-осадочные породы. Большую долю составляют также сравнительно прочные, дающие крупные обломки, известняки и песчаники. Занимая в целом менее 50% площади бассейна р. Мзымты, перечисленные выше породы составляют до 80—94% галек и валунов прирусловых фракций ее аллювия.

Главным фактором в сортировке по крупности, в распределении по фракциям галечно-валунного материала из этих пород является дифференцированный перенос и отложение рекой, т. е. гидравлическая сортировка. Влияние процессов износа на изменение крупности сказывается значительно слабее и хорошо прослеживается, судя по данным карбонатных пород, лишь на первых этапах транспортировки и обработки обломков рекой.

Заметнее роль процессов износа в сортировке по крупности галек и валунов из пород менее прочных, мелкоплитчатых, таких, как глинистые сланцы, аргиллиты, мергели, алевролиты, имеющих подчиненное положение в составе крупных ( $>2$  см) фракций руслового аллювия р. Мзымты. Изменение среднего диаметра галечно-валунного материала из этих пород нередко определяется больше истиранием транзитных или поступлением новых обломков, чем гидравлической сортировкой.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Гидрометиздат, 1954.  
Винстелиус А. Б. Морфометрия обломочных частиц. Тр. лабор. аэрометодов, т. IX, 1960.  
Делявский С. Введение в речную гидравлику (движение наносов и речное русло). Пер. с англ., Гидрометиздат, 1961.  
Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, 1955.  
Маккавеев Н. И. Новое в развитии теории продольного профиля рек. Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 6, 1962.  
Пашинский А. Ф. Опыт изучения аллювиальных отложений р. Псеуапсе, Тр. ГГИ, вып. III, 1964.  
Разумихин Н. В. Использование экспериментальных методов для решения некоторых вопросов формирования россыпей. В кн. «Геология россыпей». Отв. ред. В. И. Смирнов, 1965.  
Рухин Л. Б. Стадиальность развития речных песков. «Землеведение», Моск. о-во испыт. природы, т. 2 (42), 1948.  
Саркисян С. Г. Петрография рыхлых касситеритсодержащих отложений Забайкалья. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 50. Петрограф. сер. (№ 15), 1941.  
Форхгеймер Ф. Гидравлика. Глав. ред. энергет. лит., 1935.  
Хабаров А. В. Об индексах окатанности галечников. Сов. геология № 8, 1946.  
Шамов Г. И. Речные наносы. Гидрометеиздат, 1954.  
Московский государственный университет

Дата поступления  
27.VI.1965

<sup>9</sup> Изменения среднего диаметра пород подгруппы 1 на фиг. 3 не приведены, так как при очень разнообразном составе пород, включенных в эту подгруппу, слишком мало ее содержание в аллювии р. Мзымты, и в полученных для нее значениях среднего диаметра не исключен элемент случайности.

## **КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ**

УДК 549.454.2 : 551.733 (571.1)

### **ФЛЮОРИТ В ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**В. И. БГАТОВ, Р. Г. МАТУХИН**

Полевыми исследованиями 1964 г. в ордовикских и силурийских отложениях (см. фигуру)<sup>1</sup>, развитых в верхнем течении р. Морьки (правый приток р. Мархи, впадающей в р. Вилюй), выше пос. Хабардино Нюрбинского района Якутской АССР, нами впервые был обнаружен флюорит.

Наиболее древними здесь являются породы чульского яруса нижнего ордовика видимой мощности около 200 м. По литологическим особенностям они могут быть подразделены на три пачки.

Нижняя пачка (35—40 м) сложена преимущественно серыми водорослевыми и кремнистыми известковыми доломитами и мергелями. В верхней ее части отмечаются редкие прослойки внутриформационных известково-доломитовых конгломератов.

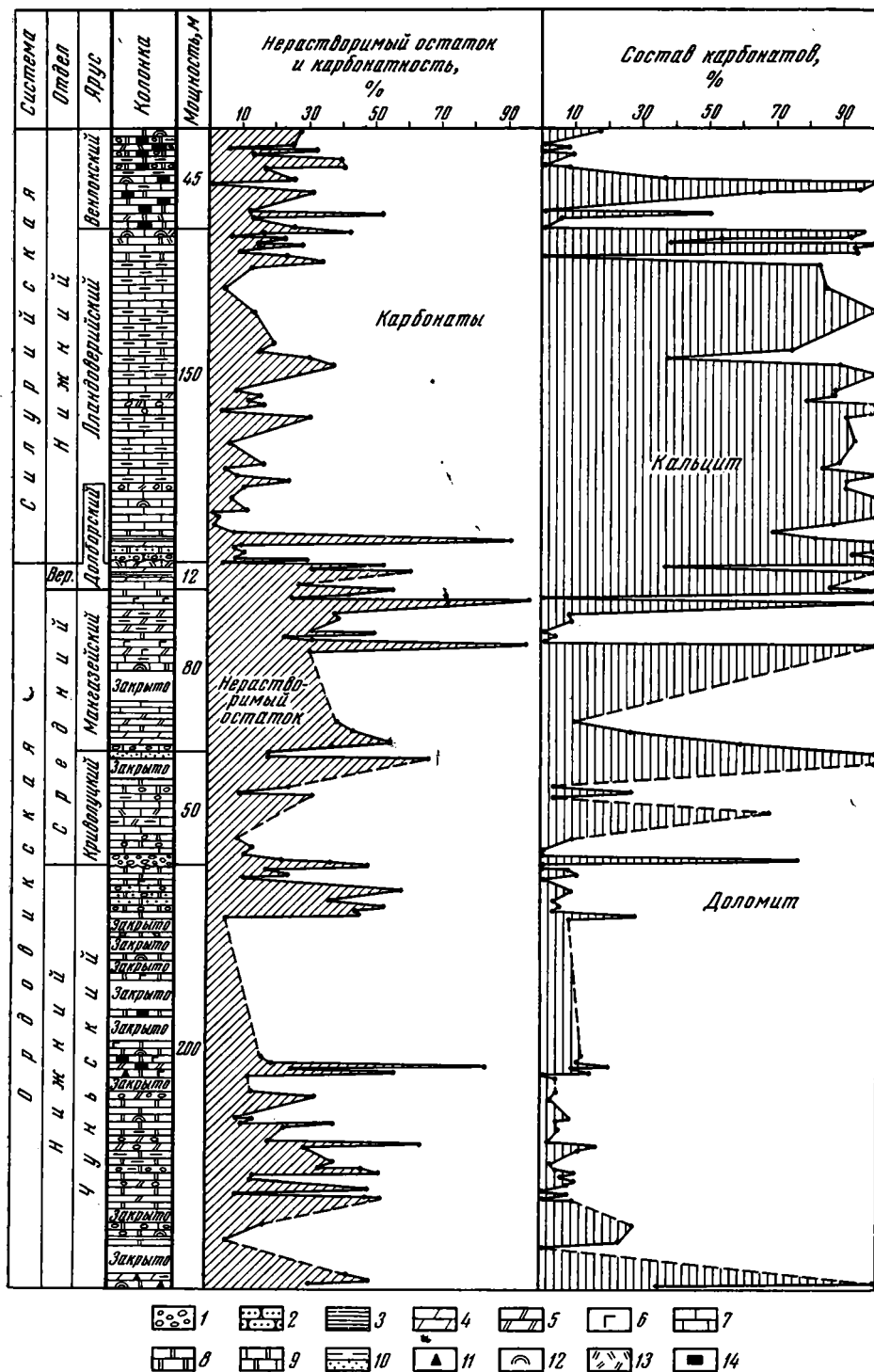
Средняя пачка (60 м) — серые и зеленовато-серые слабобазальтовые, иногда водорослевые и оолитовые, обычно глинистые доломиты и красновато-бурые доломитовые мергели. Характерны многочисленные прослойки внутриформационных известково-доломитовых и доломитовых конгломератов. На плоскостях наложения пород отмечаются следы волновой ряби, отпечатки кристаллов каменной соли.

Верхняя пачка (100 м) сложена серыми и зеленовато-серыми доломитами и мергелями, часто с прослойками, линзами и гнездами гипса. В верхней части толщи отмечаются песчаные доломиты с прослойками доломитовых конгломератов. В нижней половине пачки отдельные прослойки пород имеют фиолетовый оттенок, обусловленный примесью в них тонкокристаллического флюорита. В гипсовых прослойках и линзах флюорит обнаруживается под микроскопом в виде многочисленных зерен, часто включенных в кристаллы гипса. Размер их от 0,6 до 1 мм. Флюорит либо слабо-фиолетовый, либо бесцветный, почти всегда содержит включения зерен доломита. Наблюдается следующая очередность выделения минералов: доломит — флюорит — гипс. Терригенная песчано-алевритовая примесь в гипсах составляет около 1%. Сложена она кварцем и полевыми шпатами. Встречаются зерна и агрегаты аутигенного кварца, регенерированные обломки плагиоклазов, новообразования калиевого полевого шпата, редкие тонкие чешуйки гематита и пирит. Содержание флюорита в гипсовых прослойках и линзах неравномерное и колеблется от нескольких процентов до 80%. Мощность прослоев гипса составляет 0,2—0,3 м.

В доломитах иногда отмечаются фиолетовые линзовидные образования, а изредка прослойки флюорита мощностью до 1,5 см. Микроскопическое изучение соответствующих образований показало, что флюорит присутствует здесь в количестве до 70—80%. Представлен он тонкозернистой земистой массой типа ратовита с включением доломита. Доломит тонкозернистый и мелкозернистый, зерна его ромбоидальной и неправильной формы, размером 0,002—0,1 мм. Они образуют четковидные микропрослойки и линзочки, в которых флюорит является цементом. В качестве терригенной примеси отмечаются обломки кварца, плагиоклаза, светло-зеленой слюды, турмалина.

Породы кривоуцского яруса (50 м) в основании сложены доломитовыми конгломератами бурого цвета с глинисто-доломитовым цементом мощностью 2—4 м. Выше

<sup>1</sup> Стратиграфическое расчленение разреза проведено в соответствии со схемой, принятой в качестве рабочей на Межведомственном совещании по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем для Средней Сибири (Новосибирск, 1964 г.).



Характеристика ордовикских и силурийских отложений в бассейне р. Моркоки  
 1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — аргиллит; 4 — мергель; 5 — мергель доломитовый; 6 — гипс  
 и ангидрит; 7 — известняк; 8 — доломит; 9 — доломит известковый и известняк доломитовый;  
 10 — глинистая и песчано-алевритовая примесь; 11 — кремень; 12 — водорослевые образования;  
 13 — органический детрит; 14 — флюорит

по разрезу следуют серые глинистые известняки, известковистые доломиты и доломиты с прослойками органогенно-детритовых и конгломератовидных разностей известняков. В кровле яруса отмечаются песчаные известняки.

Мангазейский ярус (80 м) в самом основании сложен серыми известняками с включением плоских галек карбонатных пород и с двумя маломощными (6—12 см) прослойками известняковых конгломератов. Вверх по разрезу известняки постепенно сменяются доломитистыми и доломитовыми мергелями красно-бурой и зеленой окраски. Для этой части разреза характерны прослойки и линзы гипса. В верхней части яруса прослеживается пласт серых глинистых гипсов мощностью 2,5 м.

Породы долборского яруса сильно размыты. Уцелевшие от размыва отложения по мощности составляют всего 12 м. Сложены они чередующимися прослойками серых обычно органогенных и органогенно-детритовых известняков и пестроокрашенных (красновато-бурых и зеленых) аргиллитов и мергелей.

Ландоверийские породы силура (150 м) с размывом ложатся на различные горизонты ордовикских отложений. В основании их залегает слой (до 2 м) конгломерата с хорошо окатанными крупными известняковыми гальками и мелкими валунами. В остальной части разреза ландоверийские отложения сложены серыми известняками, часто органогенными и органогенно-детритовыми. В верхних горизонтах яруса отмечаются доломитистые и водорослевые известняки, которые постепенно сменяются породами венлокского яруса.

Венлокский ярус (45 м) представлен только нижними горизонтами, сложенными главным образом доломитами, меньше известняками. Породы серые, глинистые, часто органогенно-детритовые и водорослевые. Отмечаются маломощные (0,1—0,4 м) прослойки конгломератов, сложенных плоскими гальками доломитов и известняков. В нижней половине вскрытой части яруса породы сильно выщелочены и кавернозны. На стенках каверн иногда отмечаются тонкие (1—2 мм) корочки, образованные фиолетовыми кубиками флюорита и щетками вторичного кальцита.

Верхние горизонты вскрытой части венлокских отложений сложены преимущественно доломитами, часто с довольно значительным содержанием флюорита. Здесь прослеживаются известковые глинистые голубовато-серые доломиты с тонкими (2—8 см) прослойками органогенно-детритовых известняков и тремя прослойками (0,1—0,4 м) известняковых внутриформационных конгломератов. На плоскостях наложения пород часто отмечаются следы волновой ряби и жизнедеятельности илеодов. Нередки отпечатки кристаллов каменной соли. Породы эти флюоритосны. Более значительная флюоритовая минерализация отмечается в конгломератовых прослойках. Конгломераты сложены обычно в различной степени окатанными гальками известняков и доломитов с известково-доломитовым и флюоритовым цементом. Часто флюорит образует секрции размером до 1—2 см и более. Мелкие секрции сложены кристалликами флюорита фиолетового цвета. Кристаллы кубической формы размером до 1 мм. Внутренняя же часть крупных флюоритовых секрций выполнена обычно кристаллами кальцита. Общая масса флюорита в конгломератовых прослойках визуаль-но составляет до 20%.

В прослойках органогенно-детритовых известняков также встречаются мелкие секрции, линзочки и неправильной формы включения, сложенные флюоритом. Отдельные прослойки известковых доломитов сильно выщелочены и кавернозны. Размеры каверн достигают 15 см. Многие из них выполнены кальцитом и золотисто-желтыми кубиками флюорита. Последние целиком или частично обрастают стенками каверн. Размеры кристаллов флюорита колеблются в пределах 0,1—0,5 см. Нередко можно наблюдать, как стенки каверн в доломитах обрастают корочками тонкокристаллического (0,5—2 мм) фиолетового флюорита, которые в свою очередь обрастают сравнительно крупными (0,1—0,5 см) кристаллами золотистого флюорита. Последние также обрастают кристаллами кальцита, которые часто «залечивают» каверны. На кристаллах кальцита иногда отмечаются мелкие (1—2 мм) кристаллики пирита или сфалерита. Таким образом, здесь без труда удается наблюдать порядок выделения минералов: доломит — фиолетовый флюорит — золотистый флюорит — кальцит — пирит или сфалерит.

Стратиграфически выше, в пределах вскрытой части разреза, венлокские отложения сложены исключительно доломитами, часто с прослойками водорослевых образований и маломощных (до 0,1 м) прослоев конгломератов и органогенно-детритовых доломитов. В породах почти повсеместно отмечаются следы волновой ряби, отпечатки и слепки кристаллов каменной соли. В тех или иных количествах флюорит встречен в породах по всему разрезу, но наибольшая его концентрация (до 10—20%) всегда наблюдается в прослойках конгломератов, аналогичных вышеописанным. Флюорит здесь входит в состав цемента либо образует конкреции, размер которых иногда достигает 15 см. Характерно, что в этих прослойках флюорит всегда имеет фиолетовый цвет. Выделения фиолетового флюорита довольно часто отмечаются и в органогенно-детритовых прослойках доломитов. Иногда встречаются также прослойки известковистых кавернозных доломитов, где на стенках каверн выкристаллизованы золотисто-желтые кубики флюорита.

Изучение венлокских и чуновских пород в шлифах показало, что они часто содержат примесь флюорита, который отмечается либо в виде неравномерно рассеянных микроскопических кристалликов, или образует микропрослойки в доломитах. Этот флюорит первичноосадочный. По своей характеристике он приближается к ратовкиту.

Кроме того, четко выделяются две генерации вторичного флюорита. Ранняя генерация образует либо фиолетовые секретины, либо выстилает стенки пустот в породах. Этот флюорит хорошо раскристаллизован, имеет четко выраженную кубическую форму кристаллов размером до 2 мм по ребру куба. Более поздняя генерация флюорита представлена золотисто-желтыми кубами размером до 0,6 см.

Важно подчеркнуть, что флюоритоносные отложения ордовика и венлока имеют региональное развитие в бассейне верхнего течения р. Морьки. Во всяком случае, они были прослежены повсеместно, где удавалось наблюдать соответствующие образования.

Генезис флюорита легко объясняется, если принять во внимание, что флюорит связан с породами (доломиты, гипсы), формирование которых происходило явно в условиях повышенной солености бассейна. Об этом же свидетельствуют и отпечатки кристаллов каменной соли.

Анализ фигуры достаточно отчетливо вскрывает некоторые закономерности развития осадконакопления в ордовикском и силурийском бассейнах. Здесь показаны соотношения карбонатной составляющей и нерастворимого остатка в породах по разрезу. В графе «Состав карбонатов» видно соотношение кальцита и доломита<sup>2</sup>. При этом общее содержание их в породах было принято за 100%. Нетрудно заметить, что в чуньском веке бассейн осадконакопления развивался под знаком регрессии, о чем свидетельствует смена известково-доломитовых пород доломитами, а затем доломитами с гипсом. Весьма характерно, что флюорит приурочен к начальным моментам развития сульфатной стадии осадконакопления.

После кратковременных трансгрессий и регрессий в среднем и верхнем ордовике большая трансгрессия наблюдается в ландаверийском веке. Как видно из фигуры, соответствующие отложения сложены почти целиком известняками, доломитовая примесь в которых составляет около 10%. Однако в самом конце ландаверийского века бассейн начинает регрессировать, о чем свидетельствует смена известняков известковыми доломитами. Резкая регрессия бассейна наблюдается в венлокском веке. В соответствующих образованиях доломиты являются преобладающим типом пород, с которыми связан и флюорит. Есть основание полагать, что описанные флюоритосодержащие доломиты венлока предшествуют гипсоносным отложениям, так как в соседних районах, где венлокские отложения вскрыты более полно (среднее течение р. Вилюя), отмечаются гипсоносные отложения (Арсеньев, Иванова, 1954). Следовательно, нельзя исключать возможности обнаружения флюорита и в более высоких горизонтах венлока, так как флюорит, как это было показано при описании чуньских отложений, может находиться в ассоциации с гипсом.

Все изложенное однозначно показывает, что флюорит имеет осадочное происхождение. Садка его совершалась при резком повышении солености вод в регрессирующих бассейнах. Время образования вторичных выделений флюорита описанных выше обеих генераций, очевидно, соответствует времени трапповых излияний, способствовавших перераспределению вещества в осадочных породах. На Сибирской платформе, включая и описанный район, траппы имеют широкое развитие.

Описанные проявления флюорита не представляют собой локального явления. Сотрудниками СНИИГГИМС Л. Г. Еникеевой и Е. П. Марковым в 1962 г. в венлокских отложениях, развитых в бассейне р. Мойеро, были описаны друзы (диаметром до 2 см) кубических кристаллов розового, зеленоватого и фиолетового флюорита. Это дает основание считать, что силурийские флюоритоносные породы развиты и на других территориях Сибирской платформы. Не безынтересно отметить, что флюорит в отложениях силура известен в ряде пунктов Северной Америки. Очевидно, силур, в частности венлокскую его эпоху, следует рассматривать как эпоху регионального флюоритообразования. В связи с этим приобретает большой интерес вопрос об осадочных флюоритах вообще. Флюоритоносные отложения обычно приурочены к определенным стратиграфическим уровням и прослеживаются на обширных территориях. Так, например, в европейской части СССР флюорит известен в девонских, каменноугольных и пермских отложениях (Бушинский, 1936; Панов, 1964; Хворова, 1958), но особенно широкое проявление он имеет в карбонатных отложениях нижнего и среднего карбона (Московская синеклиза, Донбасс). С нижнекаменноугольными известняками и доломитами флюорит связан и в Минусинских впадинах (Чочиа, Белякова и др., 1958).

Флюорит неоднократно отмечался в нижнекембрийских доломитах Алданского шита (Ходак, 1956). В. И. Бгатовым и С. А. Кашенко (1963) он описан в доломитах кындынской (нерасчлененный нижний и средний кембрий) свиты западной окраины Анабарского шита. Л. И. Килюной (СНИИГГИМС) в доломитах нижнего кембрия в настоящее время флюорит обнаружен в ряде пунктов Приенисейской зоны Сибирской платформы. Проявления флюорита установлены и в нижнем кембрии Украины (Панов, 1964).

Следовательно, напрашивается вывод о одновременности геологически сходных событий на больших территориях, что и определяет региональную стратиграфическую приуроченность флюорита.

<sup>2</sup> Анализы выполнены в кабинете термического анализа СНИИГГИМС'а. Аналитики — Г. В. Белобородова и М. И. Нехорошкова.

- Арсеньев А. А., Иванова В. А. К стратиграфии палеозоя и мезозоя среднего течения р. Вилюя. *Вопр. геол. Азии*. Изд. АН СССР, 1954.
- Бгатов В. И., Кашенко С. А. Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений в бассейне среднего течения р. Маймечи. *Тр. НИИГА*, т. 136, 1963.
- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, № 5, 1936.
- Панов Б. С. Флюорит юго-западной окраины Донецкого бассейна. *Литол. и полезн. ископ.*, № 3, 1964.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд. АН СССР, 1958.
- Ходак Ю. А. О флюорите из нижнекембрийских пород Алданского района Якутской АССР. *Докл. АН СССР*, т. 106, № 3, 1956.
- Чочиа Н. Г., Белякова Е. Е. и др. Геологическое строение Минусинских межгорных впадин и перспективы их нефтегазоносности. *Гостехиздат*, 1958.

Сибирский научно-исследовательский институт  
геологии, геофизики и минерального сырья  
(СНИИГГИМС)  
Новосибирск

Дата поступления  
12.X.1965

УДК 551.736.1 (571.17)

# **КОРРЕЛЯЦИЯ БАЛАХОНСКОЙ СЕРИИ КЕМЕРОВСКОГО И ПРОКОПЬЕВСКО-КИСЕЛЕВСКОГО РАЙОНОВ КУЗБАССА ПО ПЕТРОГРАФИИ ПЕСЧАНИКОВ**

**А. И. АЛИМОВ**

Сопоставление балахонской серии Кемеровского и Прокопьевско-Киселевского районов — спорный вопрос геологии Кузбасса, над которым работали многие геологи и палеонтологи — В. И. Яворский и П. И. Бутов (1927), М. Ф. Нейбург (1948), В. Д. Фомичев (1940), В. И. Марченко (1947) и др. Этапы решения этого вопроса отражают конференции по стратиграфии Кузбасса. Первая (1934 г.) приняла балахонскую серию нерасчлененной, вторая (1954 г.) распространила шестичленное деление разреза серии в Кемеровском районе на весь Кузбасс.

Однако в сопоставлении разреза Прокопьевско-Киселевского района с Кемеровским имеются разногласия (фиг. 1). Наряду с корреляцией, принятой второй конференцией, существует мнение (Белянин, 1959), что усятская подсвита Прокопьевско-Киселевского района является аналогом кемеровской подсвиты Кемеровского района.

Настоящая статья посвящена обоснованию стратиграфии двух районов петрографией песчаников. Изучение шлифов производилось точечным методом. Отсчитывалось 400 точек вкрест слоистости и выделялись следующие компоненты: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, кальцитизированные плагиоклазы, обломки пород: кварциты, эффузивы с фельзитовой структурой, эффузивы с бурым мезостазисом, эффузивы со светлым и хлоритизированным мезостазисом, алевропелиты, карбонаты, прочие обломки, а также цемент. Шлифы просчитывались по разрезу, как правило, через 25—35 м. Кроме того, в обоих районах просматривались шлифы в промежутках между подсчитанными. Таким образом, возможность пропуска какого-либо характерного петрографического горизонта невелика.

В петрографическом составе песчаников двух районов имеются как сходства, так и различия. При этом первых значительно больше, чем вторых, что дает уверенность в том, что оба района находятся в одной петрографической провинции (см. таблицу). Как видно из таблицы, по содержанию компонентов песчаники всех стратиграфических интервалов относятся к группе граувакк (Страхов, 1962). Классификация Н. М. Страхова, а также ряд других ставят задачу отразить общий ход эволюции песчаников и требуют детализации при стратиграфических исследованиях на отдельных площадях. В описываемых районах выделено четыре класса песчаников — А, Б, В и Г граувакки (фиг. 2, таблица). В класс А граувакк выделены песчаники с содержанием устойчивых компонентов 35—50%, остальные классы — Б, В и Г граувакки — содержат устойчивых от 35 до 15% и подразделяются по количеству полевых шпатов: Б граувакки — 30—40%, В и Г граувакки — 10—30%. Г граувакки содержат меньше полевого шпата, чем В граувакки, и отличаются присутствием обломков карбонатных пород. Наиболее распространенные Б и В граувакки подразделяются по дополнительным признакам на типы граувакк. В класс Б граувакк выделяются три типа: Б<sub>1</sub> и Б<sub>2</sub> граувакки характеризуются высоким содержанием обломков эффузивов, при этом отличительной чертой Б граувакк являются обломки с бурым мезостазисом (10—20%), а Б<sub>2</sub> граувакк —

**Средний состав песчаников Кемеровского (цифра слева)  
и Прокопьевско-Киселевского (цифра справа) районов, %**

| Подсвита, свита                                                | Кварц.<br>квар-<br>циты | Поле-<br>вые<br>шпаты | Эффу-<br>зивы | Алевро-<br>пелиты | Обломки<br>карбонатов | Прочие обломки<br>и неопределимые | Средний<br>диаметр,<br>мм | Грау-<br>вакки   |
|----------------------------------------------------------------|-------------------------|-----------------------|---------------|-------------------|-----------------------|-----------------------------------|---------------------------|------------------|
| Кузнецкая<br>(основание)                                       | 23                      | 16                    | 23            | 23                | 10                    | 5                                 | 0,19                      | Г                |
| Усятская                                                       | 31                      | 19                    | 23            | 20                | 3                     | 11                                | 0,15                      |                  |
| Кемеровская                                                    | 23                      | 22                    | 20            | 31                | —                     | 4                                 | 0,19                      | В <sub>3</sub>   |
| Ишановская<br>(верхняя<br>часть)                               | 30                      | 21                    | 19            | 27                | —                     | 3                                 | 0,14                      |                  |
| Ишановская<br>(нижняя часть)                                   | 22                      | 25                    | 34            | 14                | —                     | 5                                 | 0,29                      | В <sub>1</sub> В |
| Промежуточная<br>(верхняя<br>часть)                            | 29                      | 22                    | 29            | 14                | —                     | 6                                 | 0,20                      |                  |
| Промежуточная<br>(нижняя часть)                                | 25                      | 28                    | 28            | 16                | —                     | 3                                 | 0,20                      | В <sub>2</sub>   |
|                                                                | 21                      | 25                    | 28            | 22                | —                     | 4                                 | 0,19                      |                  |
| Алыкаевская                                                    | 21                      | 37                    | 31*           | 7                 | —                     | 4                                 | 0,22                      | В <sub>1</sub>   |
|                                                                | 20                      | 33                    | 40*           | 4                 | —                     | 3                                 | 0,23                      |                  |
| Мазуровская                                                    | 23                      | 38                    | 27            | 8                 | —                     | 4                                 | 0,14                      | В <sub>2</sub> Б |
|                                                                | 21                      | 34                    | 36            | 7                 | —                     | 2                                 | 0,19                      |                  |
| Острогская                                                     | 21                      | 35                    | 38            | 4                 | —                     | 2                                 | 0,27                      | В <sub>3</sub>   |
|                                                                | 25                      | 31                    | 39            | 4                 | —                     | 1                                 | 0,31                      |                  |
| Горизонты,<br>богатые<br>(>35%)<br>устойчивыми<br>компонентами | 45                      | 24                    | 18            | 9                 | —                     | 4                                 | 0,25                      | А                |
|                                                                | 47                      | 19                    | 23            | 6                 | —                     | 5                                 | 0,23                      |                  |

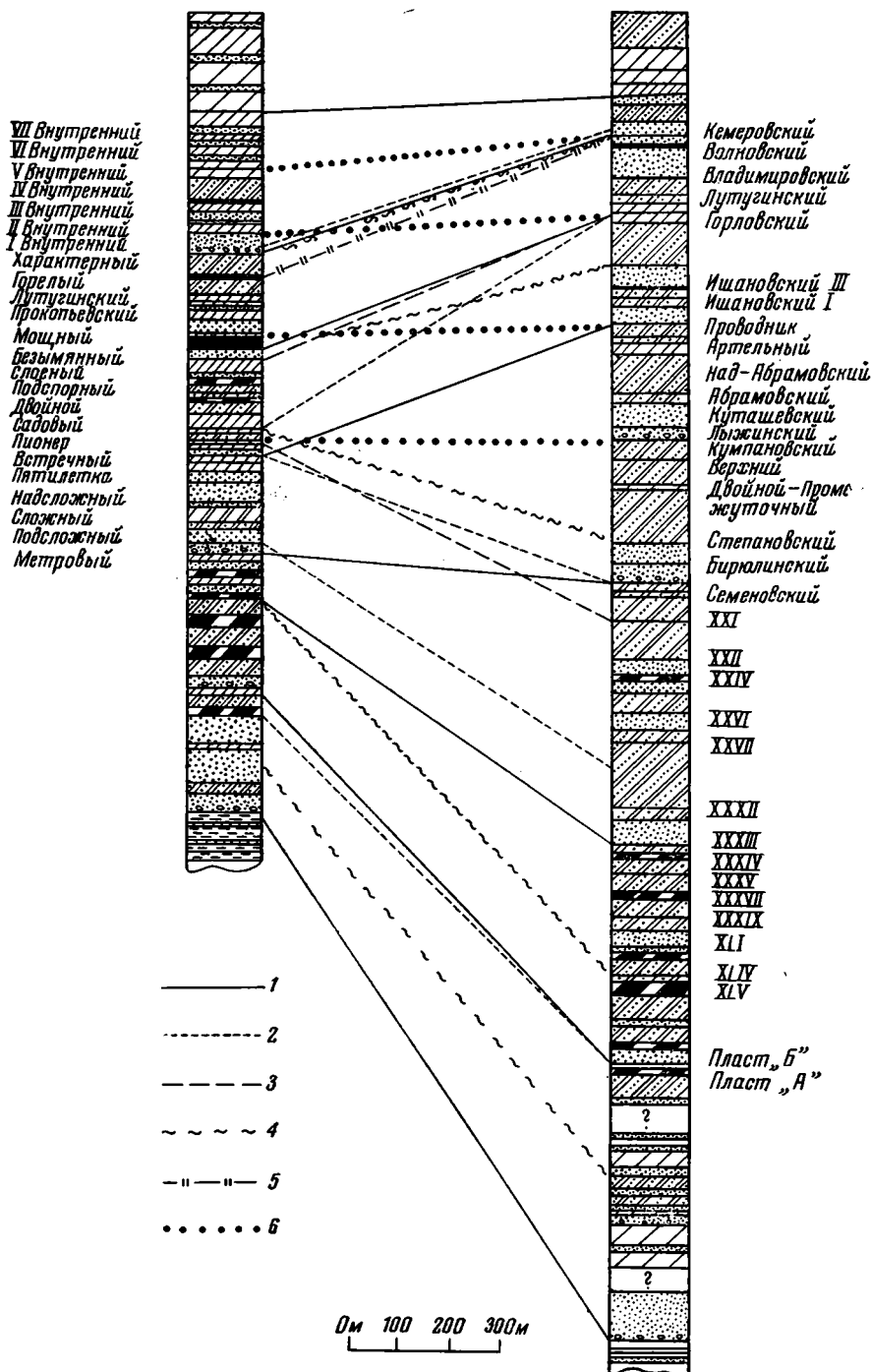
\* Из них 10—20% обломков с бурым мезостазисом.

обломки с фельзитовой структурой (15—20%). Количество обломков со светлым и хлоритизированным мезостазисом примерно одинаково в обоих типах. В<sub>2</sub> граувакки отличаются повышенным содержанием обломков алевропелитов (5—12%). Класс В граувакк подразделяется на три типа по изменению содержания обломков алевропелитов (в %): В<sub>1</sub> 10—15, В<sub>2</sub> 15—25 и В<sub>3</sub> 25—30.

В разрезе двух районов наблюдается тождественное изменение состава песчаников, что позволяет сделать их сопоставление. Для балахонской серии Кузбасса стратотипическим является разрез Кемеровского района. Сопоставляя с ним разрез Прокопьевско-Киселевского района, необходимо внести изменения в стратиграфию верхнебалахонских отложений. Главным из них является перевод большей части усятской подсвиты в кемеровскую. Соответственно изменяются границы нижележащих подсвит (см. фиг. 1). Сопоставление по петрографическим типам песчаников подтверждается деталями их петрографического состава. Например, В<sub>1</sub> граувакки, слагающие в обоих районах верхи алыкаевской и низы промежуточной подсвит, содержат до 10—15% кальцитизированных плагиоклазов. Нигде в разрезе такое количество их еще раз не встречается.

Наряду с прикладным значением состав песчаников имеет и генетический смысл: он отражает природу области сноса и условия в бассейне седиментации. Характерной чертой эволюции состава песчаников является уменьшение количества полевых шпатов и обломков эффузивов от острогской к кузнецкой свите и увеличение в этом направлении обломков осадочных пород (см. таблицу). Соответственно область сноса вначале была сложена преимущественно различными эффузивами, а с течением времени все большее значение в ней приобрели осадочные комплексы. Однако состав песчаников не отражает непосредственно природу области сноса, он изменяется в процессе седиментации.

Эволюция бассейна седиментации хорошо иллюстрируется поведением обломков осадочных пород. Эти обломки, как известно, легко разрушаются, и поэтому даже незначительные изменения динамики вод приводят к заметным изменениям их количе-

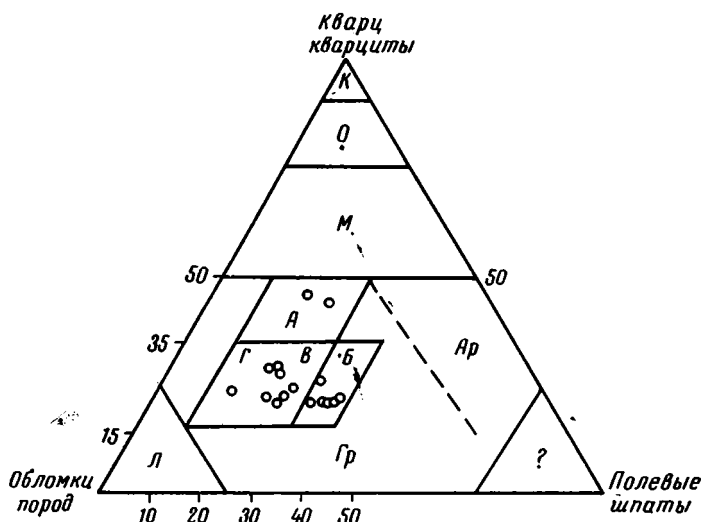


Фиг. 1. Варианты сопоставления разрезов Кемеровского и Прокопьевско-Киселевского (колонка слева) районов

1 — принятое в тресте; 2 — по И. И. Молчанову, 1956; 3 — по Э. М. Сендерзону, 1956; 4 — по Г. П. Радченко, 1956; 5 — по Е. М. Андреевой, 1956; 6 — по автору



ства в осадке. Медианный диаметр песчаников (свидетель интенсивности движения вод) и количество обломков осадочных пород трижды изменяются в разрезе, тем самым показывая на существование трех гидродинамических циклов. Первая часть этого цикла характеризуется повышенной подвижностью вод, что отражается в большем диаметре песчаных частиц и пониженном содержании обломков осадочных пород, вторая часть цикла характеризуется спадом динамики вод — уменьшением медианного диаметра и увеличением обломков осадочных пород. Первый гидродинамический цикл охватывает острогскую свиту и мазуровскую подсвиту, второй — алыкаевскую и нижнюю половину промежуточной подсвиты, третий — остальную часть верхнебалахонской свиты (см. таблицу).



Фиг. 2. Классификация песчаников Кемеровского и Прокопьевско-Киселевского районов на основе треугольника Н. М. Страхова

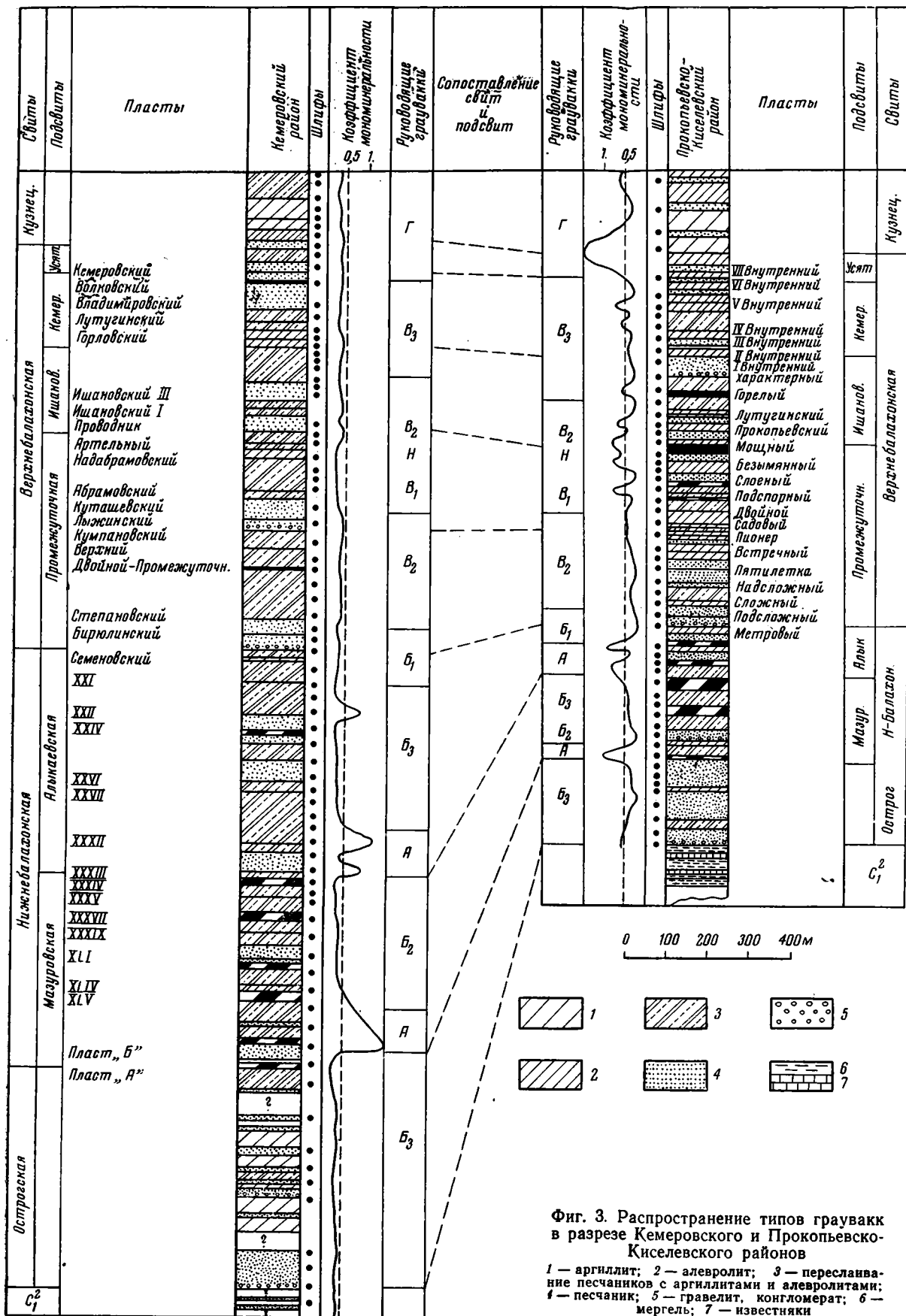
К — кварцевые мономинеральные пески; О — кварцевые олигомиктовые пески; М — кварцевые мезомиктовые пески; Гр — граувакки; Ар — аркозы; Л — лититы. А, Б, В, Г — классы граувакк

В специфических условиях происходило формирование А и Г граувакк. Отличительной чертой Г граувакк является присутствие обломков карбонатов (2—12%), низкий медианный диаметр, повышенное содержание в цементе растительного детрита. Последнее обстоятельство свидетельствует о неполном разложении растительного материала, о геохимическом режиме более восстановительном, чем в предыдущее балахонское время. В этих условиях привносимые обломки карбонатных пород получили возможность захорониться до окончательного разложения.

А граувакки содержат наибольшее количество устойчивых компонентов, имеют довольно высокий медианный диаметр и тяготеют к стратиграфическим интервалам, содержащим песчаники с повышенным количеством обломков алевропелитов. По-видимому, образование их происходило в условиях интенсивного привноса обломков классических пород, сочетающегося с активным гидродинамическим режимом в бассейне седиментации, что приводило к разрушению этих обломков и обогащению песчаников устойчивыми компонентами.

Петрография песчаников выявляет еще одну сторону осадконакопления в балахонское время. Алыкаевская подсвита в Кемеровском районе представлена тремя петрографическими горизонтами, а в Прокопьевско-Киселевском — лишь двумя (фиг. 3). Вероятно, образование осадков в среднеалыкаевское время в Прокопьевско-Киселевском районе не происходило.

Значения коэффициента мономинеральности (отношение устойчивых компонентов к неустойчивым) различны в двух районах для верхнебалахонской свиты и одинаковы для нижнебалахонской и острогской свит (см. фиг. 3). Верхнебалахонские отложения и основание кузнецкой свиты в Прокопьевско-Киселевском районе содержат по сравнению с одновозрастными отложениями Кемеровского района больше кварца, обломков кварцитов и кремнистых пород (см. таблицу). В этом сказываются некоторые различия в источниках материала. Кроме одного общего для двух районов источника, Прокопьевско-Киселевский район имел свой, дополнительный. Различия в значениях коэффициента мономинеральности для верхнебалахонской и кузнецкой свит свидетельствуют о трудностях применения идеи литолого-формационного анализа (Казаринин, 1962) для практических и генетических целей в условиях балахонской серии.



Фиг. 3. Распространение типов граувяки в разрезе Кемеровского и Прокопьевско-Киселевского районов

1 — аргиллит; 2 — алевролит; 3 — переслаивание песчаников с аргиллитами и алевролитами; 4 — песчаник; 5 — гравелит, конгломерат; 6 — мергель; 7 — известняки

- Атлас руководящих форм ископаемых флоры и фауны пермских отложений Кузнецкого бассейна. Госгеолтехиздат, 1956.
- Вопросы геологии Кузбасса, т. I. Углетехиздат, 1956; т. II. Изд. Томск. ун-та, 1959.
- К а з а р и н о в В. П. Осадочные серии и тектонические фазы палеозоя Сибири. В сб. «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГГИМС, сер. нефт. геол., вып. 16, 1962.
- М а р ч е н к о В. И. К литостратиграфии балахонской свиты Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ, № 6, 1947.
- Н е й б у р г М. Ф. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1948.
- Ш у т о в В. Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород. Литология и полезн. ископ., № 1, 1965.
- Ф о м и ч е в В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн, Госгеолтехиздат, 1940.
- Я в о р с к и й И. И., Б у т о в П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Тр. Геол. ком-та, нов. сер., вып. 177, 1927.

Кузбасская геологическая экспедиция  
треста Кузбассуглегеология  
Ленинск-Кузнецкий, Кемеровская обл.

Дата поступления  
9.IX.1965

УДК 552.144 (553.574)

## ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СЛОИСТОСТЬ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ

*Л. Я. ХОДЮШ*

Главной текстурной особенностью всех разновидностей железистых кварцитов является сложная полиритмическая слоистость, но не простое переслаивание рудных и нерудных полос, как это указывает большинство исследователей.

Изучение полосчатых текстур<sup>1</sup> железистых кварцитов Украинского щита показало, что они состоят из ритмически переслаивающихся относительно широких железистых (рудных) и кварцевых (нерудных) слоев первого порядка, каждый из которых в свою очередь состоит из ритмически чередующихся более тонких элементарных слоев второго порядка (фиг. 1, 2, 3). Ширина слоев первого порядка колеблется от 2—3 мм до нескольких сантиметров, слои второго порядка имеют ширину от долей миллиметра до 1—2 мм<sup>2</sup>. Тонкая слоистость второго порядка является внутренней текстурой рудных и нерудных слоев и, согласно Б. Н. Вассовичу (1948) и Л. Н. Ботвинкиной (1965), относится к слоистости<sup>3</sup>.

Полосчатость второго порядка более резко проявляется в рудных слоях и менее отчетлива, а иногда отсутствует в нерудных. В рудных слоях она обуславливается чередованием слойков различного минерального состава, характерного для каждого типа и разновидности железистых кварцитов.

Морфологическая слоистость железистых кварцитов первого и второго порядков относится к типу горизонтальной. По соотношению слойков и слоев слоистость параллельная, по их расположению — ритмическая, более или менее равномерная и неравномерная. Первичное положение слоев и слойков в дальнейшем нарушалось главным образом тектоническими движениями. Последние приводили к деформациям, затушевающим текстуры, возникшие в период литогенеза. Только иногда наблюдаются нарушения горизонтальной слоистости, связанные, по-видимому, с размывами донными те-

<sup>1</sup> Термин «полосчатость» применяется как общепринятый для железистых кварцитов, хотя генетически полосчатые текстуры относятся к слоистым. В данной статье наименования «слой» и «полоса» употребляются как синонимы.

<sup>2</sup> При классификации железистых кварцитов по ширине полос следует учитывать только полосчатость первого порядка. По этому признаку породы делятся на тонкополосчатые (ширина полос 1—3 мм), среднеполосчатые (3—5 мм), широкополосчатые (5—10 мм) и грубополосчатые (более 10 мм).

<sup>3</sup> Для чередующихся в железистых кварцитах особенно тонких слойков и слоев обычно неправильно применяется наименование «прослойка». В слоях, даже тонких, действительно встречаются прослойки, но они резко отличаются по составу от слойков, составляющих рудный или нерудный слой.

- Атлас руководящих форм ископаемых флоры и фауны пермских отложений Кузнецкого бассейна. Госгеолтехиздат, 1956.
- Вопросы геологии Кузбасса, т. I. Углетехиздат, 1956; т. II. Изд. Томск. ун-та, 1959.
- Казаринов В. П. Осадочные серии и тектонические фазы палеозоя Сибири. В сб. «Осадочные серии палеозоя Сибири». Тр. СНИИГГИМС, сер. нефт. геол., вып. 16, 1962.
- Марченко В. И. К литостратиграфии балахонской свиты Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ, № 6, 1947.
- Нейбург М. Ф. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1948.
- Шутов В. Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород. Литология и полезн. ископ., № 1, 1965.
- Фомичев В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн, Госгеолтехиздат, 1940.
- Яворский И. И., Бутов П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Тр. Геол. ком-та, нов. сер., вып. 177, 1927.

Кузбасская геологическая экспедиция  
треста Кузбассуглеология  
Ленинск-Кузнецкий, Кемеровская обл.

Дата поступления  
9.IX.1965

УДК 552.144 (553.574)

## ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СЛОИСТОСТЬ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ

*Л. Я. ХОДЮШ*

Главной текстурной особенностью всех разновидностей железистых кварцитов является сложная полиритмическая слоистость, но не простое переслаивание рудных и нерудных полос, как это указывает большинство исследователей.

Изучение полосчатых текстур<sup>1</sup> железистых кварцитов Украинского щита показало, что они состоят из ритмически переслаивающихся относительно широких железистых (рудных) и кварцевых (нерудных) слоев первого порядка, каждый из которых в свою очередь состоит из ритмически чередующихся более тонких элементарных слоев второго порядка (фиг. 1, 2, 3). Ширина слоев первого порядка колеблется от 2—3 мм до нескольких сантиметров, слои второго порядка имеют ширину от долей миллиметра до 1—2 мм<sup>2</sup>. Тонкая слоистость второго порядка является внутренней текстурой рудных и нерудных слоев и, согласно Б. Н. Вассоевичу (1948) и Л. Н. Ботвинкиной (1965), относится к слоистости<sup>3</sup>.

Полосчатость второго порядка более резко проявляется в рудных слоях и менее отчетлива, а иногда отсутствует в нерудных. В рудных слоях она обусловливается чередованием слоев различного минерального состава, характерного для каждого типа и разновидности железистых кварцитов.

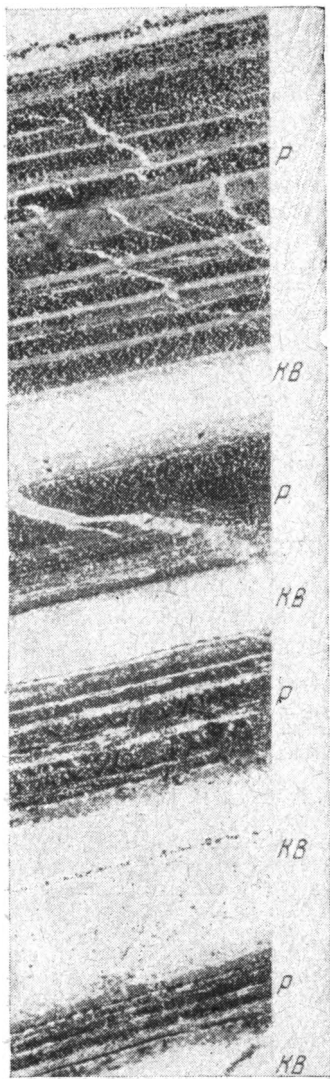
Морфологически слоистость железистых кварцитов первого и второго порядков относится к типу горизонтальной. По соотношению слоев и слоев слоистость параллельная, по их расположению — ритмическая, более или менее равномерная и неравномерная. Первичное положение слоев и слоев в дальнейшем нарушалось главным образом тектоническими движениями. Последние приводили к деформациям, затушевывающим текстуры, возникшие в период литогенеза. Только иногда наблюдаются нарушения горизонтальной слоистости, связанные, по-видимому, с размывами донными те-

<sup>1</sup> Термин «полосчатость» применяется как общепринятый для железистых кварцитов, хотя генетически полосчатые текстуры относятся к слоистым. В данной статье наименования «слой» и «полоса» употребляются как синонимы.

<sup>2</sup> При классификации железистых кварцитов по ширине полос следует учитывать только полосчатость первого порядка. По этому признаку породы делятся на тонкополосчатые (ширина полос 1—3 мм), среднеполосчатые (3—5 мм), широкополосчатые (5—10 мм) и грубополосчатые (более 10 мм).

<sup>3</sup> Для чередующихся в железистых кварцитах особенно тонких слоев и слоев обычно неправильно применяется наименование «прослойка». В слоях, даже тонких, действительно встречаются прослойки, но они резко отличаются по составу от слоев, составляющих рудный или нерудный слой.

чениями (см. фиг. 3) и ростом конкреций. Горизонтальная протяженность слоев и слоев колеблется в широких пределах: наиболее тонкие выдерживаются на расстоянии нескольких сантиметров или даже миллиметров, более широкие прослеживаются в пределах нескольких метров. Количество слоев в рудных слоях колеблется от 2—3 до нескольких десятков, наиболее часто встречается 10—11 и 18—24 слоя.



Фиг. 1. Полосчатость первого и второго порядков в карбонат-магнетитовом кварците

Р — рудные и КВ — кварцевые слои первого порядка. Рудные слои в свою очередь состоят из переслаивающихся карбонатных (серое) и магнетитовых (черное) слоев, обуславливающих слоистость (полосчатость) второго порядка. Белое — кварцевые жилки. Белозерский район, скв. 119, глуб. 437,6 м, увел. 4

В железистых кварцитах с низкой степенью метаморфизма, отвечающей фации зеленых сланцев, слоистость первого и второго порядков отчетливая, часто резкая. На более высоких ступенях метаморфизма слоистость первого порядка сохраняется, в то время как слоистость второго порядка постепенно исчезает в связи с интенсивной рекристаллизацией и метаморфогенным минералообразованием. Так, в широко распространенных куммингтонит-магнетитовых кварцитах полосчатость второго порядка, обусловленная чередованием магнетитовых и куммингтонитовых слоев, выражена менее резко, чем в описанных выше, при этом характер расположения магнетитовых и куммингтонитовых слоев здесь аналогичен расположению карбонатных и магнетитовых слоев в менее метаморфизованных карбонат-магнетитовых кварцитах. По-видимому, при метаморфизме магнезиально-железистые карбонаты в присутствии кварца переходят не в магнетит, как это указывается многими исследователями (Каниболоцкий, 1946; Свистальский, 1932; Точилин 1955), а в куммингтонит с близким к сидероплезиту соотношением Fe и Mg. В еще более метаморфизованных пироксен-магнетитовых кварцитах полосчатость второго порядка почти полностью исчезает.

При окислении полосчатость первого и второго порядков сохраняется, при этом карбонаты железа переходят в тонкодисперсный гематит, магнетит — в мартит, силикаты железа — в глинистые минералы и тонкодисперсный гематит.

Генезису полосчатых текстур в железистых кварцитах посвящено сравнительно небольшое количество работ, при этом в них устанавливается происхождение только для полосчатости первого порядка, так как полосчатость второго порядка либо не определялась, либо ей не придавалось должного значения. Происхождение полосчатости первого порядка ранее и в настоящее время большинством исследователей трактовалось как седиментационное сезонное явление, при этом чередование кварцевых и железистых полос сторонниками терригенного источника железа связывается с периодическим поступлением железа и кремнезема в годичном цикле (Страхов, 1962; Alexandrow, 1955; Moore and Maynard, 1929; Sacamoto, 1950), а сторонниками вулканогенной теории — с пульсационным выносом этих компонентов вулканами или с периодической кристаллизацией (Точилин, 1963).

Согласно проведенным исследованиям устанавливается, что полосчатость первого и второго порядков имеет различное происхождение: полосчатость первого порядка является седиментационной, однако не сезонной, а многолетней климатической, полосчатость же второго порядка имеет диагенетическое сезонное происхождение.

Образование диагенетической слоистости, как и в других осадочных породах (Ботвинкина, 1965), осуществлялось в две одновременно протекавшие стадии: более раннюю — седиментационную и более позднюю — диагенетическую. В стадию седиментогенеза происходило послойное обогащение органическим веществом осаждающихся в многолетнем цикле гидратов окиси железа. Органическое вещество поступало в осадок в годичном цикле: максимально в более теплые сезоны и минимально — в холодные. В стадию диагенеза и метанагенеза происходило преобразование железистого осадка, при этом в пределах каждого слоя, заложенного при седиментации образовывались аутигенно-минералогические формы железа, соответствующие количеству поступившего в слой органического вещества и созданной в связи с этим здесь физико-химической обстановке. Согласно

Н. М. Страхову (1962) и Н. К. Губеру (1958), образование магнетита, сидерита, лептохлоритов и сульфидов происходит при резко различном количестве органического углерода-редуктанта и при определенных значениях Eh и pH среды. Так, в карбонат-магнетитовых кварцитах сезонам с максимальным поступлением органического вещества соответствуют карбонатные слои; сезонам с минимальным его осаждением отвечают менее восстановленные магнетитовые слои. Образование гематитсодержащих кварцитов, формировавшихся в наибольшем удалении от берега, происходило в условиях резкого недостатка редуктанта. Здесь в сезоны, характеризующиеся относительно обилием органического вещества, в дальнейшем образовывались магнетитовые слои, в сезоны, когда поступление органического вещества почти прекращалось, образовывались гематитсодержащие слои.



Фиг. 2. Полосчатость второго порядка в рудном слое (P) магнетитовых кварцитов, обусловленная чередованием кварцево-магнетитовых и магнетито-кварцевых слоев

KB — нерудный слой с включениями магнетита и микрокристаллического (эмульсионного) гематита

Кривой Рог, ЮГОК, увел. 20



Фиг. 3. Косая слоистость в железистых кварцитах

Темное — рудные полосы, светлое — кварцевые полосы. Южно-Белозерское месторождение, скв. 274, глуб. 1024,8 м, керн, увел. 0,7

Наличие диагенетической полосчатости подтверждает диагенетическое происхождение породообразующих минералов железистых кварцитов — магнетита, магнезиально-железистых карбонатов и силикатов (Страхов, 1962; Федорченко, 1956; Ходюш, 1962).

Установление полосчатости второго порядка, как внутренней текстуры рудных и нерудных полос, противоречит общепринятой теории сезонного происхождения полосчатости первого порядка (Берг, 1949; Жемчужников, 1963; Alexandrow, 1965; Mooge and Maynard, 1929; Sacamoto, 1950). Последняя могла образоваться только в результате многолетних периодически повторяющихся изменений, вероятнее всего климатических.

Ритмичность нескольких порядков, связанная с периодически повторяющимися сезонными и многолетними климатическими колебаниями, аутигенно-минералогическая зональность (Плаксенко, 1957; Страхов, 1962; Ходюш, 1962) и диагенетическое происхождение главных породообразующих минералов подтверждают теорию терригенного

происхождения железа и кремнезема. Этим, однако, не исключается возможность поступления в водоемы вулканогенного материала, в особенности при накоплении железистых кварцитов офиолитовых формаций. Однако количество вулканогенного железа и кремнезема по сравнению с терригенным было подчиненным и фактически не изменяло закономерностей, присущих терригенным осадкам.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.
- Берг Л. С. Очерки по физической географии. Изд-во АН СССР, 1949.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Изд-во «Наука», 1965.
- Вассоевич Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. Литологический сборник, т. 2. Гостоптехиздат, 1948.
- Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. Изд-во «Недра», 1964.
- Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. Изд-во АН СССР, 1963.
- Калганов М. И. Железорудный бассейн Курской магнитной аномалии. Сб. «Железные руды КМА». Изд-во АН СССР, 1955.
- Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна, 1946.
- Плаксенко Н. А. О некоторых закономерных особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия Курской магнитной аномалии (КМА). Докл. АН СССР, т. 112, № 3, 1957.
- Свицальский Н. И. и др. Железорудное месторождение Кривого Рога. 1932.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд-во АН СССР, 1962.
- Точилин М. С. Генезис железистых кварцитов. М., 1963.
- Точилин М. С. Осадочні сидерити докембрію та їх геохімічне значення.— Геол. журн. АН УРСР, т. 15, вып. 2, 1955.
- Федорченко В. С. «Осадочные» сидериты в среднем отделе криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1956.
- Ходяш Л. Я. О сидероплезите из железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения. Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
- Alexandrov E. Y. Contribution to Studies of Origin of Pre-Cambrian Banded Iron Ores. Econ. Geol., v. 50, № 5, 459, 1955.
- Moore E. S. and Maynard J. E. Solution Transportation, and Precipitation of Iron and Silica. Part III. Econ. geol., v. XXIV, № 5, 1929, p. 506.
- Sakamoto T. The Origin of the Pre-Cambrian Banded Iron Ores. Am. Journ. of Sci., v. 248, № 7, p. 449, 1950.

Научно-исследовательский  
институт геологии  
Днепропетровского госуниверситета

Дата поступления  
22.X.1965

УДК 551.72(551.73)

## ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ КОНКРЕЦИИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ ДОКЕМБРИЯ

В. К. ГОЛОВЕНОК

### ВВЕДЕНИЕ

Конкреционные образования — характерный признак многих осадочных толщ палеозойского и более молодого возраста — неоднократно рассматривались в геологической литературе (Страхов, 1953; Рухин, 1953; Тимофеева, 1957; Швецов, 1958; Вассоевич, 1958 и др.). Найдены конкреции и в метаморфизованных толщах докембрия, но изучены они значительно хуже. Чаще всего в этих толщах отмечаются карбонатные метаконкреции, кремнистые, сульфидные и фосфоритовые. Наиболее полный обзор литературы по метаморфизованным карбонатным конкрециям докембрия был в свое время сделан Ф. Петтиджоном (Pettijohn, 1940).

В процессе литологического изучения среднепротерозойских отложений тензоргинской серии Патомского нагорья автор обнаружил чрезвычайно своеобразный тип докембрийских конкреций. Эти конкреции характеризуются высокоглиноземистым составом и представлены в зависимости от степени метаморфизма диаспоровыми, дис-

тен-хлоритовидными и дистеновыми разновидностями. Размер их иногда достигает 1 м в диаметре и более. В последокембрийских осадочных толщах подобные образования (особенно таких размеров) неизвестны. В то же время анализ литературы по осадочно-метаморфическим толщам докембрия показывает, что высокоглиноземистые конкреции являются характерным признаком некоторых докембрийских формаций во многих районах мира, но благодаря высокой степени метаморфизма пород этим образованиям придается совершенно другой генетический смысл. Обычно они рассматриваются либо как метаморфические сегрегации дистена, силлиманита и некоторых других минералов, либо как результат воздействия на осадочно-метаморфические толщи гранитных интрузий.

Исключительная специфичность высокоглиноземистых конкреций, приуроченность их к определенным формациям докембрия заслуживают, с нашей точки зрения, самого большого внимания. Изучение этих конкреций не только может дать важный материал для реконструкции условий докембрийского осадконакопления, но и представляет практический интерес при поисках древних бокситов, месторождений корунда и высокоглиноземистого сырья в виде дистеновых, силлиманитовых и тому подобных руд.

### **1. Особенности высокоглиноземистых конкреций в отложениях тепторгинской серии Патомского нагорья**

В Патомском нагорье высокоглиноземистые конкреции впервые были установлены нами в 1960 г. (Головенко и Пушкин, 1964). Приурочены они, как показали исследования, исключительно к метаморфизованным глинистым отложениям средней подсвиты пурпольской свиты тепторгинской серии. Возраст серии определяется в настоящее время как среднепротерозойский.

Пурпольская свита залегает на коре выветривания нижнепротерозойских образований и сама в подавляющей части сложена продуктами перемыва и переотложения длительно развивавшейся коры химического выветривания. В слоении свиты участвуют главным образом обломочные кварцевые породы (песчаники, гравелиты, реже мелкогалечные конгломераты) и высокоглиноземистые сланцы, возникшие в результате метаморфизма глинистых отложений каолинитового типа. В ряде случаев эти глины были обогащены гидроокислами железа и алюминия. В формационном отношении пурпольская свита представляет собой платформенное образование, возникшее в условиях жаркого влажного климата в пределах крупной прибрежной озерно-аллювиальной равнины и прибрежной части крупного водного бассейна (Головенко, 1964).

По набору пород пурпольская свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя и верхняя сложены в основном обломочными породами с подчиненным количеством сланцев; в средней подсвите, наоборот, резко преобладают высокоглиноземистые сланцы. Общая мощность пурпольской свиты изменяется от 250—300 до 1000—1200 м. Мощность средней подсвиты также колеблется от первых десятков до 300—350 м.

Отложения пурпольской свиты подверглись региональному метаморфизму, степень которого закономерно возрастает от начальных стадий фации зеленых сланцев вдоль окраинных частей Патомского нагорья, прилежащих к Сибирской платформе, до кристаллических сланцев с гранатом, дистеном и ставролитом по направлению к внутренним частям нагорья.

Наиболее полно особенности высокоглиноземистых конкреций сохранились в слабо метаморфизованных отложениях юго-восточной окраины Патомского нагорья (бассейн р. Желинды). Средняя подсвита пурпольской свиты сложена здесь слоистыми или массивными аргиллитоподобными глинистыми сланцами желтово-зеленых и вишнево-красных тонов с подчиненными прослойками кварцевых песчаников. Породы различного состава и цвета образуют прослойки, пласты и пакки, прихотливо чередующиеся друг с другом и, как правило, быстро выклинивающиеся по простиранию. Для большинства разновидностей сланцев характерна тонкая ленточная слоистость. В минеральном составе их ведущую роль играют тончайшие агрегаты пирофиллита, серицита, хлоритов (главным образом, железистых), окислов железа. Почти во всех шлифах из этих пород отмечается примесь мелких изометричных или несколько вытянутых зерен диаспора. Иногда количество его достигает 40—50% всего поля шлифа.

Породы с конкрециями слагают прослойки различной мощности (обычно не более нескольких метров) среди глинистых сланцев. Количество прослоек установить трудно из-за сложных складчатых структур, недостаточной обнаженности и линзовидной формы залегания пород. Но, судя по литологическим особенностям пачек сланцев, вмещающих конкреционные прослойки, подобных прослоек несколько. Конкреционные образования чаще встречаются в зеленых глинистых сланцах, но есть они и в вишнево- и темно-серых высокожелезистых разновидностях. Как правило, прослойки с конкрециями обогащены диаспором, располагающимся беспорядочно или вдоль тончайших слоев.

Количество конкреций в сланцах колеблется от 5—10% (обычные содержания) до 40—50%, а в отдельных случаях достигает 60—70% общей массы породы. Сланцы с большим содержанием конкреций приобретают конгломератовидный облик.



Наиболее мелкие стяжения глинозема устанавливаются только в шлифах. Это округлые или несколько вытянутые однородные по внутреннему строению желвачки, напоминающие псевдоолиты в карбонатных породах. Сложены они тонкозернистым диаспором, а заполняющая масса представлена пиррофиллитом, серицитом, иногда железистыми хлоритами.



Фиг. 1. Крупная диаспоровая конкреция среди серицит-пиррофиллитовых сланцев. Бассейн р. Джелинды

Величина конкреций, видимых невооруженным глазом непосредственно в поле, колеблется в очень широких пределах. Размер 15—30 см наиболее обычен, но встречаются конкреции до 60—80 см, а в отдельных случаях — до 1 м и более в поперечнике (фиг. 1).

Форма стяжений округлая, эллипсоидальная, иногда караваяобразная, с уплощенной нижней и выпуклой верхней частями. Нередко, особенно в железистых сланцах, наблюдаются лепешкообразные стяжения, у которых уплощены обе стороны, параллельные слоистости. Толщина таких конкреций в несколько раз меньше их диаметра.



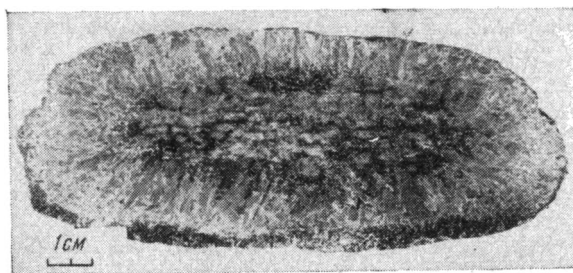
Фиг. 2. Диаспоровая конкреция с сохранившейся слоистостью вмещающих сланцев. Бассейн р. Джелинды

В крупных стяжениях отмечаются прожилки и гнезда пиррофиллита, кристаллы апатита, а также сульфиды — пирит, галенит и халькопирит, имеющие по отношению к конкрециям явно вторичное происхождение.

В краевой (верхней и нижней) части слоистость несколько облекает конкреции, в центральной же части она непрерывно прослеживается из вмещающих пород в конкрецию. На полированных срезах, перпендикулярных слоистости сланцев, видно, что в конкрециях хорошо сохраняется даже тончайшая ленточная слоистость, присущая глинистым сланцам (фиг. 2). В некоторых случаях эта слоистость нарушена мелкими разрывами.

Небольшие конкреции очень плотные, раскалываются с трудом. В крупных стяжениях наблюдаются скорлуповатые отдельности, грубо параллельные их внешней поверхности. Плоские лепешкообразные конкреции раскалываются на плитчатые отдельности, параллельные слоистости вмещающих сланцев.

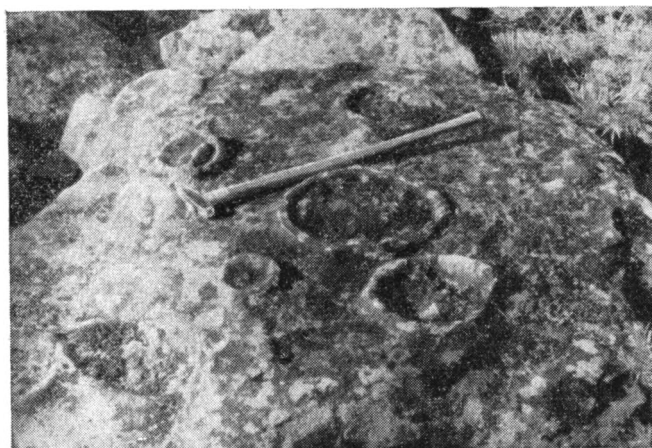
Для мелких конкреций характерно очень тонкозернистое строение, более крупные конкреции (особенно их центральные части) состоят из видимых невооруженным гла-



Фиг. 3. Конкреция с радиальнолучистым дистеном в краевой и хлоритондом (черное) в центральной частях. Видны реликты первичной слоистости вмещающих сланцев. Голец Тепторго

зом кристаллов диаспора с сильным алмазным блеском на свежем сколе. Микроскопическое изучение показывает, что центральные части стяжений на 80—90% сложены таблитчатыми кристаллами диаспора размером до 1 мм и более. Поперечные сечения таких табличек имеют игольчатую форму.

В промежутках между зернами диаспора, а иногда в округлых выделениях до 0,5—0,8 мм в диаметре видны очень тонкозернистые включения лептохлоритов (тюрингит?) и кремнистых минералов, а также тончайшие иголки рутила. Показатели преломления диаспора, определенные в иммерсионных жидкостях,  $n_g = 1,748—1,749$ ;  $n_m = 1,721—1,722$ ;  $n_p = 1,701$ ;  $n_g - n_p = 0,047—0,048$ .



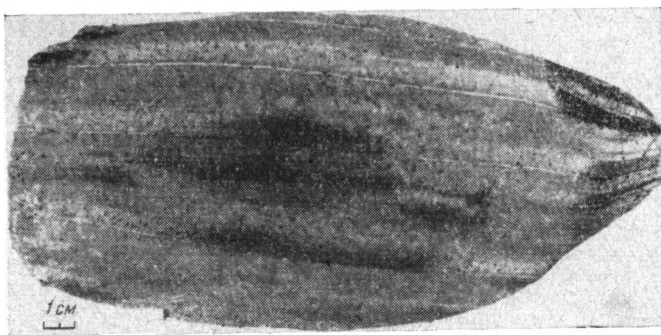
Фиг. 4. Дистен-хлоритондные конкреции с выветрелой центральной частью. Голец Довледжакит

В краевой части конкреций количество диаспора уменьшается до 40—50%. Представлен он здесь мелкими тонкоигольчатыми или неправильными изометричными зернами. Остальная масса сложена лептохлоритами, нередко в виде «чечевицеобразных», вытянутых параллельно слоистости агрегатов. Переход к вмещающим сланцам, хотя и быстрый, но постепенный. Сланцы сложены серицитом, пирофиллитом, иногда хлоритом с тем или иным количеством зерен диаспора. Некоторые конкреции характеризуются мелкожелваковым строением.

В северном направлении вдоль восточного крыла Лонгдорского антиклинория метаморфизм пород постепенно возрастает, и во вмещающих конкреции сланцах появ-

ляется хлоритонд. Он, как правило, развит только во вмещающих породах и в самой краевой части конкреций. В конкрециях с мелкожелваковым строением хлоритонд иногда присутствует в виде мелких редких призмочек и в их центральной части, но только в заполняющей массе, не затрагивая желвачки. Характерно, что там, где во вмещающих сланцах хлоритонд развивается в заметных количествах, диаспор в сланцах начинает исчезать или резко подчинен хлоритонду.

Химические анализы конкреций показывают содержание глинозема до 55—63%, кремнезема до 7—10% и суммарное содержание окислов железа до 13—21%. Раздельное определение окислов железа устанавливает резкое преобладание закисных форм



Фиг. 5. Дистеновая конкреция с реликтами первичной слоистости вмещающих сланцев. Река Ходокан

над окисными (в одном из анализов, соответственно, 11,75 и 1,0%), что, по-видимому, связано с примесью в конкрециях минералов из группы железистых хлоритов (Голобенко, Пушкин, 1964).

В зонах более высокого регионального метаморфизма пород пурпольской свиты минеральный состав конкреций меняется. Так, в центральной части Тонодского антиклинория (голец Тепторго), где сланцы пурпольской свиты представлены дистен-хлоритоидными разновидностями, в сложении конкреций также участвуют дистен и хлоритоид. Краевые части конкреций в этих случаях сложены исключительно радиальнолучистым дистеном, ориентированным перпендикулярно поверхности ограничения конкреций (фиг. 3). Центральная часть конкреций выполнена беспорядочно ориентированными кристаллами дистена и хлоритоида, которые располагаются несколько полосовидно, отражая, по-видимому, первичную слоистость первичных глинистых отложений. В выходах сланцев, долгое время подвергавшихся выветриванию, более устойчивые краевые части конкреций образуют как бы круги, выступающие над поверхностью пластов и ограничивающие углубления на месте центральных участков (фиг. 4).

В зоне развития кристаллических дистеновых сланцев встречаются конкреции, сложенные исключительно дистеном. Характерно, что и в данном случае сохраняется тонкая первичная слоистость, непрерывно прослеживаемая из вмещающих пород в конкрецию. Особенно хорошо такая слоистость видна в высокожелезистых разновидностях сланцев, где отдельные прослойки обогащены тонкозернистым магнетитом (фиг. 5). Во вмещающих породах слойки только сильно уплотнены и значительно толще по сравнению со слойками внутри конкреций.

## 2. Генезис конкреций

Присутствие высокоглиноземистых конкреций в очень слабо метаморфизованных глинистых отложениях свидетельствует об их возникновении до метаморфизма пород или, во всяком случае, не позже его самых начальных стадий, граничащих с эпигенетическими изменениями. Несомненно также, что стяжения глинозема образовались в уже сформированном глинистом осадке, так как конкреции имеют ту же тонкую слоистость, что и вмещающие сланцы, и слоистость прослеживается непрерывно, пересекая конкреции, а не обволакивая их. Некоторое изгибание слойков у верхней и нижней частей конкреций и их меньшая мощность по сравнению со слойками внутри последних свидетельствуют, по-видимому, лишь о том, что конкрециеобразование происходило в еще недостаточно уплотненных глинах. В процессе уплотнения конкреционные образования, как более жесткие тела, сохраняли первичную мощность слойков, во вмещающих же породах слойки подвергались уплотнению со значительным уменьшением мощности. Диагенетическое происхождение конкреций представляется, таким образом, более вероятным, чем эпигенетическое, хотя не исключено, что конкрециеобразование захватывало в какой-то мере и время эпигенеза.

Накопление отложений пурпольской свиты происходило в условиях окислительной среды как в области сноса, так и в зоне седиментации и сопровождалось значительной концентрацией в породах гидроокислов железа и алюминия (Головенюк, 1964). Избыток глинозема по сравнению с содержанием его в чистых каолиновых глинах является, по-видимому, необходимым условием для последующего образования конкреций. Последние приурочены только к тем прослойкам глинистых сланцев, в которых наблюдается значительная (иногда до 40—50%, судя по шлифам) примесь зерен диаспора.

Возникновение конкреций имело место в восстановительную стадию диagenетического преобразования осадков. Конкреции чаще всего приурочены к горизонтам глинистых сланцев, богатых железистыми хлоритами, которые иногда в значительных количествах присутствуют и в самих конкрециях. Изучение вишневых сланцев, богатых окисным железом, и их соотношений с зелеными показывает, что первичными являются окисные формы железа, которые постепенно замещаются железистыми хлоритами. Красноцветная окраска пород в овязи с этим исчезает, и вишневые сланцы переходят в зеленые. Лептохлориты развиваются и в самих вишневых сланцах. Иногда в песчанниках отмечается сидеритовый цемент, а Б. В. Огненко и Б. В. Яблоновский в сланцах установили даже сидеритовые конкреции.

Эти наблюдения полностью согласуются с выводами Н. М. Страхова (1953) о том, что конкрециеобразование осуществляется преимущественно в восстановительную стадию диagenеза, и указывают на аналогию докембрийского и более молодого конкрециеобразования.

### 3. Высокоглиноземистые конкреции в докембрийских отложениях других районов мира

Изучение высокоглиноземистых конкреций из глинистых отложений пурпольской свиты, выяснение особенностей их строения и времени возникновения позволяют по-иному оценить некоторые обособления высокоглиноземистых минералов, приуроченные к глубокометаморфизованным кристаллическим толщам докембрия многих районов мира.

В геологической литературе по известным зарубежным месторождениям кианитовых (и силлиманитовых) руд в качестве одного из основных типов этих руд описываются своеобразные скопления кианита в виде округлых, эллипсоидальных или уплощенных линзовидных тел различных размеров. Эти образования встречаются обычно в мусковитовых и кианит-мусковитовых сланцах или образуют в области распространения сланцев элювиальные скопления в силу их относительно большей устойчивости при выветривании. В зарубежной литературе указанные образования часто описываются как валуны (boulders), желваки (nodules) или остаточные валуны (residual boulders) в случае их нахождения в элювии. Сложены они кианитом или силлиманитом (иногда с корундом) и нередко имеют радиальнолучистое строение. Подобные образования отмечены, по существу, во всех известных месторождениях кианита — в юго-восточных штатах США (Furcron and Teague, 1945; Espenshade, 1960 и др.), в Кении (Temperley, 1953), Индии (Dunn, 1929; Roy, 1960), на Кольском п-ове (Бельков, 1963).

В Кении массивные кианитовые породы обычно залегают среди мусковит-кианитовых сланцев в виде линзообразных масс с эллипсоидальным или глазоподобным поперечным сечением. В этих телах наблюдаются крупные шаровидные выделения радиальнолучистого кианита, заключенные в более мелкозернистую основную массу с беспорядочным строением. Размеры подобных шаров достигают 30—60 см в диаметре (Temperley, 1953).

В юго-восточных штатах США среди силлиманитовых и кианитовых сланцев в качестве одного из типов руд также отмечаются конкреции и «булочки» (buttons) массивного силлиманита и кианита (Furcron and Teague, 1945). В некоторых случаях эти образования при значительном их количестве в породе придают ей конгломератовидный облик. Стяжения и валуны массивного кианита в элювии колеблются по размеру от горошины до «валунов» весом 360 кг (или около 55—60 см в диаметре). Наиболее обычны «валуны» до 20 кг (около 20 см в диаметре). Эти образования, как правило, округлы, более или менее овальные. Там, где они наблюдаются в сланцах, длинные оси их согласны со сланцеватостью. Сложены описываемые образования многочисленными мелкими сросшимися кристаллами кианита, образующего плотную компактную массу с примесью корунда, мусковита, кварца, окислов железа.

Конкреционный тип кианитовых руд довольно широко распространен и в знаменитых кианитовых сланцах свиты кейв Кольского п-ова. По данным И. В. Белькова (1963), в отдельных участках свиты кейв встречаются сланцы, в которых кианит выделяется в виде округлых или эллипсоидальных мономинеральных стяжений с точкоигольчатым и фибролитовым радиальнолучистым строением. Размер их обычно составляет 1—5 см в диаметре, но иногда достигает и 10—15 см. И. В. Бельков считает, что описанные конкреционные агрегаты возникли в результате метасоматического замещения кианитом вмещающих сланцев, однако не исключено, что часть стяжений представляет собой настоящие конкреции, возникшие еще в дометаморфическую стадию существования этих пород.

Наряду с указанными агрегатами кианита в некоторых разновидностях кианитовых и ставролитовых сланцев встречаются эллипсоидальные пустоты размером 3—5, иногда

до 20 см в поперечнике. Наиболее хорошо подобные пустоты выражены в местах пологого или горизонтального залегания сланцев. Слоистость сланцев облекает внешние контуры пустот, а часть слоев подходит вплотную к их боковой поверхности. Внутренняя поверхность пустот выстлана призматическим кианитом, обычно ориентированным перпендикулярно длинной стороне овала. Некоторые пустоты имеют концентрическое строение, причем в поперечном разрезе видно, что слоистость вмещающей породы в концентрических кольцах сохраняется.

Наряду с пустотами в сланцах отмечаются уплощенные стяжения, сложенные более грубозернистым материалом (кварцем, кианитом, ставролитом) по сравнению с аналогичным материалом вмещающих пород. Промежутки между этими минералами заполнены охрой. Пустоты и стяжения, как отмечает И. В. Бельков, встречаются во всех разновидностях сланцев продуктивной пачки Б, иногда в массовом количестве, но чаще спорадически.

И. В. Бельков считает, что описанные выше пустоты возникли за счет выщелачивания сульфидных конкреций на том основании, что в пустотах иногда встречаются охры с реликтами пирита, а опектральным анализом в охрах устанавливается железо, свинец, медь, цинк и другие элементы. Однако следует отметить, что эти пустоты чрезвычайно напоминают подобные же пустоты в дистен-хлоритоидных сланцах пурпольской свиты Тонодского антиклинория. Там с полной очевидностью устанавливается, что эллипсоидальные пустоты возникли в результате выщелачивания центральной части дистен-хлоритоидных конкреций (см. фиг. 4) или при их выпадении из вмещающих пород в процессе выветривания. Характерно, что эти пустоты также наблюдаются чаще всего в местах пологого или горизонтального залегания слоев. Присутствие в пустотах охры с реликтами сульфидов вполне может быть объяснено вторичной минерализацией высокоглиноземистых конкреций, что тоже наблюдается в конкрециях пурпольской свиты и отмечалось при их описании.

Итак, изучение высокоглиноземистых конкреций в среднепротерозойских отложениях Патомского нагорья и анализ литературы по высокоглиноземистым конкреционным образованиям в докембрийских отложениях других районов мира показывает, что подобный тип конкреций широко распространен в осадочно-метаморфических толщах докембрия, но приурочен исключительно к высокоглиноземистым формациям. Большинство этих образований представляет собой настоящие конкреции, возникшие в стадии диагенетического и эпигенетического преобразования отложений. При сильном метаморфизме конкреценозных пород природа конкреций часто оказывается затупленной вследствие перекристаллизации вещества и появления новых минеральных ассоциаций, структурных и тектурных особенностей, что и приводит к неверному (по-видимому, в большинстве случаев) выводу о метаморфогенном происхождении конкреций.

Судя по наблюдениям в Патомском нагорье, для возникновения высокоглиноземистых конкреций необходимо было присутствие во вмещающих их каолиновых глинах гидроокислов алюминия, а сам процесс зарождения и формирования конкреций связан со сменой окислительной обстановки на восстановительную. Недостаточно ясны причины весьма высокой подвижности глинозема, слагающего конкреции во много десятков сантиметров, а иногда до 1 м и более в диаметре. Как уже отмечалось, в после-докембрийских отложениях стяжения глинозема подобных размеров неизвестны. Вероятно, высокая подвижность глинозема была обусловлена специфическим составом докембрийской атмосферы и гидросферы. Н. М. Страхов (1963) указывает, что обилие в атмосфере того времени углекислоты должно было способствовать выносу глинозема из коры выветривания в виде растворов. По-видимому, подвижность глинозема в зоне диагенеза также объясняется обилием углекислоты в докембрийских подземных водах.

В заключение следует сказать, что вопрос о физико-химических условиях возникновения высокоглиноземистых конкреций требует специального изучения. Совершенно очевидно, что такое изучение может дать ценный фактический материал не только по самим конкрециям, но и для решения некоторых более общих вопросов докембрийского осадконакопления.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы кайв. Изд. АН СССР, 1963.  
Бассоевич Н. Б. Текстура осадочных горных пород. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1. Гостоптехиздат, 1958.  
Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 97, 1964.  
Головенко В. К. и Пушкин Г. Ю. О находке докембрийских бокситов. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.  
Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.  
Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.  
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.  
Тимофеев З. В. Наблюдения над конкрециями. Методы изучения осадочных пород, т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.

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

Dunn J. A. Aluminous refractory materials: kyanite, sillimanite and corundum in Northern India. Geol. Surv. India Mem., 52, 1929.

Espenshade G. H. Kyanite, sillimanite and andalusite deposits of the Southern States. US Geol. Surv. Prof. Paper 336, 1960.

Furcron A. S. and Teague K. H. Sillimanite and massive kyanite in Georgia. Georgia Geol. Surv. Bull. 51, 1945.

Pettijohn F. J. Archean metaconcretions of Thunder Lake, Ontario. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 51, N 12, pt. 1, 1940.

Roy B. C. Kyanite deposits in Chundi estate Nellore district. Rec. Geol. Surv. India, v. 86, pt. 4, 1960.

Temperley B. N. Kyanite in Kenia with an account of its occurrence in some other countries and a discussion on its origin. Geol. Surv. Kenia, mem. N 1, 1953.

Всесоюзный научно-исследовательский  
геологический институт  
Ленинград

Дата поступления  
25.VI.1965

УДК 552.55(553.31)

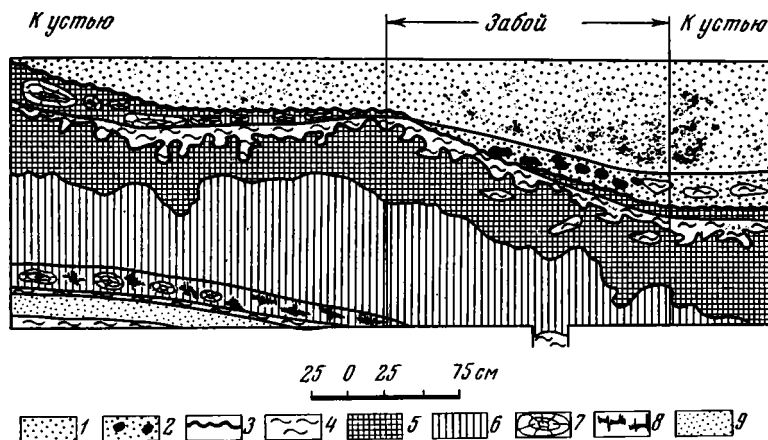
## КРЕМНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЖЕЛЕЗОРУДНОМ ГОРИЗОНТЕ ТУЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (Подмосковный бассейн)

Б. П. ЕПИФАНОВ. А. В. КОЗЛЕЧКОВА

### ВВЕДЕНИЕ

Кремни в тульских рудах известны с начала XIX в.

П. А. Земятченский установил тесную связь кремнистых образований с железной рудой, постепенные переходы и взаимопроникновение железистых и кремнистых соединений, залегание кремней не только в виде желваков и сростков с рудой, но также и в виде линз и пластов в рудном слое, наличие остатков нижнекаменноугольной фауны в руде и в кремнистых образованиях, а также присутствие в руде своеобразных кремнистых ракушечников из туфовидного кремнезема.

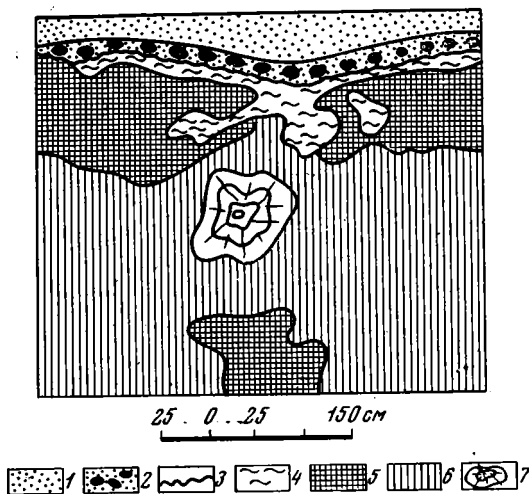


Фиг. 1. Необособленная железисто-кремнистая масса с желваками кремней (внизу) и цепочка желваков кремней (вверху) в рудном слое (шахта 6-бис, штрек 10 западный)

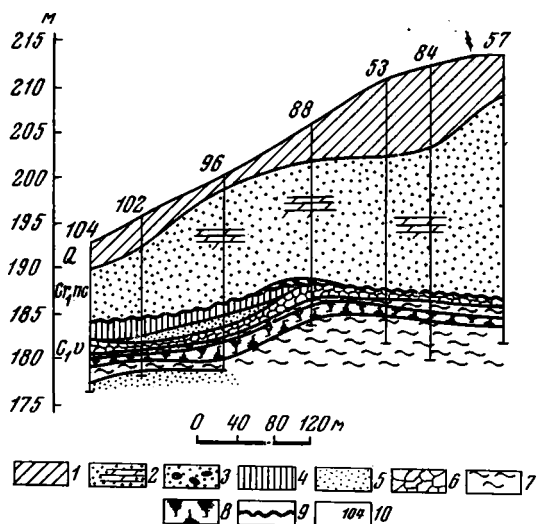
1 — пески неокома; 2 — пески неокома с гальками кремня; 3 — граница размыва (подошва неокома); 4 — глины рудного горизонта (подрудные и внутрирудные); 5 — бурый железняк плотный (жеодистый); 6 — бурый железняк рыхлый и плотный (жеодистый); 7 — кремни; 8 — необособленная железисто-кремнистая масса; 9 — пески подрудные (визейские)

Кремни и кремнистые образования в тульских рудах встречаются в следующих формах:

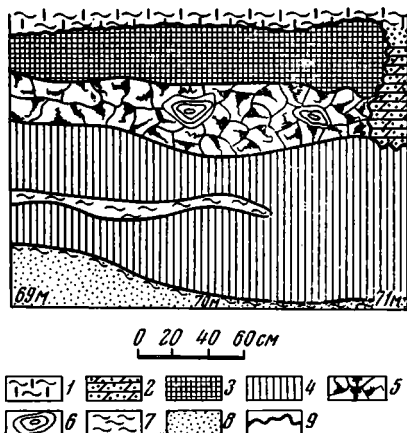
1. В виде необособленной железисто-кремнистой массы, в которой окислы железа и кремнезема пропитывают друг друга, причем обычно пористая кремнистая масса пред-



Фиг. 2. Желвак кремня в рудном слое (штольня 7, штрек 9, участок 2)  
Объяснения условных обозначений см. на фиг. 1



Фиг. 3. Разрез залежи 50-51 Киреево-Дедиловского подрайона  
1 — четвертичные образования; 2 — пески и железистые песчаники неокома; 3 — базальные конгломераты неокома; 4 — бурый железняк; 5 — пески визейские; 6 — кремень («окремневший известняк»); 7 — глины визейские; 8 — сидерит; 9 — граница размыва (подошва неокома); 10 — буровые скважины



Фиг. 4. Эксплуатационная лента 5 участка 2 Владимирского карьера (от 69 до 71 м)

1 — глина надрудная (мезозойская); 2 — пески и песчаники надрудные (мезозойские); 3 — бурый железняк плотный (жеодистый); 4 — бурый железняк рыхлый и плотный (жеодистый); 5 — кремень («окремневший известняк»); 6 — кремень плотный с раковистым изломом; 7 — глина внутрирудная и подрудная; 8 — песок подрудный (визейский); 9 — граница размыва (подошва мезозоя)

ставляет собой как бы каркас, пропитанный окислами железа. Такие кремнистые выделения часто окаймляют скопления пористого туфовидного кремнезема, представляя переходные формы к желвакам чистых кремней. Этот тип встречается в рудном слое довольно часто. Например, в нижней части рудного слоя (штрек 2/4 штольни 7) в массе плотной руды наблюдаются неравномерно разбросанные мелкие линзы ожелезненного, с распылчатыми очертаниями пористого кремня. Такие же линзочки размером 4—5 см пористой кремнистой массы с неправильными волнистыми очертаниями наблюдаются в штреке 8/10 штольни 7, а также в нижней части рудного слоя и в штреке 10 шахты 6-бис (фиг. 1).

2. В виде более или менее изолированных желваков, неправильных, чаще округлых очертаний (фиг. 2). Поверхность таких желваков всегда сильно ожелезнена и постепенно сливается с рудным веществом (штрек 9/11 штольни 7).

3. В виде групп цепочек или поясов желваков, которые часто сближены между собой и образуют прерывистые линзы или пропластки кремня (штреки 13—15 и 18—20 шахты 8 и штрек 10 западный шахты 6-бис). Здесь наблюдаются два пояса таких кремней: в основании рудного слоя и в верхней его части (см. фиг. 1).

4. В виде непрерывных пластов пористого и плотного кремня, которые иногда протягиваются на сотни метров.

Такая форма залегания кремней наблюдалась в залежи 14 Богородицкого подрайона, где в основании рудного пласта описан непрерывный слой кремня протяженностью около 500 м (Епифанов, 1961). Слой переполнен остатками фауны алексинского горизонта. Сплошной слой кремня вскрыт между бурым железняком и сидеритом на залежи 50-51 Киреево-Дедиловского подрайона (фиг. 3). В последние годы неоднократно наблюдались пластовые формы залегания кремней в рудном слое (фиг. 4).

5. В виде заполнения пустот внутри жезд бурого железняка (фиг. 5).

6. В виде щетки кристаллов на внутренней поверхности пустот в буре железняке, в частности на поверхности ядер остатков палеозойской фауны в рудном слое. Кристаллы кварца иногда имеют сглаженные ребра и вершины углов.

7. В виде окатанных галек, залегающих вместе с гальками других пород. Такая форма залегания отмечается только для базальных отложений верхней юры и нижнего мела, срезающих рудный слой (см. фиг. 1, 2, 3).

Эти данные свидетельствуют о разнообразии форм залегания кремней и кремнистых образований внутри рудного горизонта — от рассеянного (не обособленного от рудного вещества) кремнезема до цепочек желваков, линз и пластов кремней. Обращает на себя внимание крупный размер желваков (до 0,5 м и более в поперечнике), что исключает возможность их переноса водой.

В статье рассмотрены только пористые туфовидные кремни, залегающие пластообразно и в виде выполнения жезд бурого железняка.

### 1. Пластообразные кремни

Внешне порода очень похожа на известняк и отличается от него наличием различного размера пустот и пор. Во многих случаях даже простым глазом видно, что основная часть породы состоит из раковинного детрита, а иногда порода представляет собой кремнистый ракушечник (фиг. 6). Цвет ее обычно светло-серый или кремовый, в ожелезненных разностях — бурый; ожелезнение приурочено к более или менее крупным пустотам.

Химический состав породы следующий:

|                                    | I       | II      | III   | IV    | V    |
|------------------------------------|---------|---------|-------|-------|------|
|                                    |         |         |       |       | 8    |
| SiO <sub>2</sub>                   | 98,48   | 62,04   | 82,10 | 84,74 | 8,28 |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0,01    | 0,05    | —     | —     | —    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 0,53    | 1,68    | 0,83  | 0,67  | 0,58 |
| FeO                                | Не опр. | Не опр. | 0,66  | 0,66  | 0,66 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 0,26    | 30,55   | 13,39 | 11,22 | 7,85 |
| MnO                                | Следы   | 0,02    | 0,42  | 0,23  | 0,39 |
| MgO                                | 0,11    | 0,22    | 0,10  | 0,12  | 0,12 |
| CaO                                | 0,58    | 1,03    | 0,30  | 0,18  | 0,13 |
| Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O | Не опр. | Не опр. | 0,04  | 0,10  | 0,04 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0,06    | 0,22    | 0,19  | 0,11  | 0,11 |
| SO <sub>3</sub>                    | Следы   | Не обн. | 0,10  | 0,10  | 0,17 |
| П. п. п.                           | 0,24    | 4,27    | 1,80  | 1,80  | 1,40 |



Фиг. 5. Пористый кремень внутри жезд бурого железняка (Владимировский карьер, обр. 2/65)



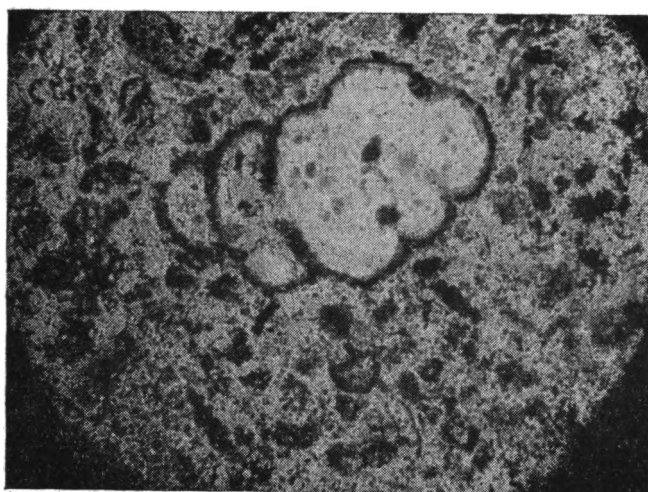
I — кремьн внутри жеоды бурого железняка (Пустовалов, 1933); II — железнстая корочка того же образца; III — Владимировский карьер, лента, разрабатывавшаяся в октябре 1963 г., 69—71 м; IV — там же, площадь погашения горных работ в ноябре 1963 г.; V — там же, очистная лента в ноябре 1963 г., 120—128 м.

III, IV, V — анализы лаборатории Косогорского завода, 1964 г.

Анализ более чистых разностей кремней показал содержание кремнезема до 98,1%, окиси титана до 0,08%, глинозема не более 0,25% и окиси железа около 1,1% (анализы лаборатории Геол. ин-та АН СССР, 1965 г.).



Фиг. 6. Пористый кремьн-ракушечник (из отвала шахты 6-бис). Масштаб 1 : 1,5



Фиг. 7. Микрофотография прозрачного шлифа пористого кремня

Образец К-23, увел. 47, без анализатора

Под микроскопом (описание П. И. Тарабанько) видно, что порода представляет собой пористый кремнистый агрегат (фиг. 7). Основная ее масса (55—65%) состоит из мелких, близких по размеру (0,02—0,05 мм) обычно изометричных зерен кварца, тесно сросшихся между собой и нередко хорошо ограниченных. Довольно часто встречаются зерна кварца удлиненной прямоугольной формы, иногда — довольно правильные многогранники.

В периферической части зерна кварца прозрачны, с волнистым угасанием и ясно интерферируют, а внутренняя их часть обычно непрозрачна и содержит более или менее обильную примесь глинистого вещества и землистого белого в отраженном свете лейкоксена.

В основной массе породы обычно хорошо видны многочисленные остатки мелких (0,2—1,0 мм) фораминифер (до 20—25% площади шлифа), реже — обломки двусторонне раковин, мшанок и, возможно, примитивных водорослей. На месте стенок раковин, замещенных кварцем, концентрируется непрозрачный лейкоксен, подчеркивающий их контуры. Камеры раковин фораминифер часто выполнены зернышками кварца более прозрачными, чем в основной массе породы.

Железистые разновидности породы пронизаны бурыми, желтовато-бурыми и желтыми в отраженном свете окислами железа. Иногда видны мелкие кристаллики пирита.

Поры в породе составляют 30—50% площади шлифа. Они распределены довольно равномерно и имеют размеры от 0,05 до 2,00 мм. Форма их округлая, прямоугольная и сильно вытянутая, свидетельствующая об образовании за счет выщелачивания обломков иглокожих, шипов брахиопод, возможно, спилулов губок и скелетных обломков других организмов. Поры в породе нередко сливаются, образуя сложную систему сообщающихся каналов. В некоторых образцах присутствуют более крупные (до 5 см и более) ветвистые поры, полностью или частично выполненные сравнительно крупнокристаллическим (до 0,1—0,2 мм) идиоморфным прозрачным кварцем, а иногда — кристаллами гетита. Кристаллы кварца имеют призматическую форму, местами образуют щетки по трещинам и в них отчетливо видна зональность — следы стадийного нарастания. Обычно насчитывается до 8—10 зон: четвертая, шестая, восьмая и последняя (в центре зерна) имеют железистый состав, а остальные — чисто кварцевые. Кристаллы такого более или менее чистого зонального кварца иногда почти полностью выполняют макротрещины толщиной до 3 мм, длиной до 5 см.

Палеонтологический материал, содержащийся в кремнях, к сожалению, изучен еще далеко не достаточно, хотя все исследователи наблюдали в них остатки визейской фауны. Список форм макрофауны, собранной из слоя кремней залежи 14 Богородицкого подрайона, приведен в работе Б. П. Епифанова (1956). В 1965 г. в шлифах тульских кремней Е. В. Фомина впервые для рудного слоя определила следующую микрофауну: *Earlandia cf. vulgaris* (Raus. et Reit.), *E. cf. vulgaris var. minor* (Rous.), *Palaeotextularia* sp., *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* (Brady), *Plectogyra* sp., *Eostafella* sp., *Archaeodiscus* ex gr. *karrereri* (Brady)? *Archaeodiscus* sp., *Plectogyra* ex gr. *similis* (Raus. et Reit.), *Pl. ex gr. obsoleta* (Raus.), *Pl. ex gr. omphalota* (Raus. et Reit.), *Cribrostomum* sp., *Cribrospira* sp., *Bradyina* sp., *Ammodiscus* sp.

Е. В. Фомина отмечает, что фораминиферы в шлифах очень плохой сохранности, первичная структура их стенок не уцелела, так как карбонатное вещество замещено кремнеземом. Однако встреченный в кремнях комплекс фораминифер дает возможность заключить, что изученная порода относится к визейскому ярусу.

Большой интерес представляют включения пористого кремня внутри жеод бурого железняка (см. фиг. 5), которые иногда полностью, но чаще частично выполняют некоторые жеоды. Этот кремень, как видно под микроскопом, также состоит из окремневших обломков раковин.

Обращает на себя внимание чистота химического состава кремней. В чистых разновидностях содержание кремнезема более 98% при весьма низком содержании кальция и магния. Понижение содержания кремнезема всегда связано с повышением содержания железа и алюминия. Титан, очевидно, связан с лейкоксомом и тяготеет к чистым разновидностям кремней.

Кремнистое вещество почти целиком состоит из мелких зерен кварца; более крупные зерна и кристаллы кварца отмечаются в виде выделений в пустотах и представляют собой более поздние образования (зональное нарастание), так же как и щетки кристаллов кварца на поверхности ядер раковин. Изредка в кремнях обнаруживаются зерна серпичного колчедана. Бурые окислы железа в пустотах среди чистого кремнистого вещества являются, очевидно, в основном продуктами окисления закисных соединений железа (пирита и сидерита).

Микроструктура кремней явно органогенная, возникшая в результате окремнения раковинного детрита и раковин; та же структура наблюдается и у кремнистого вещества (см. фиг. 5).

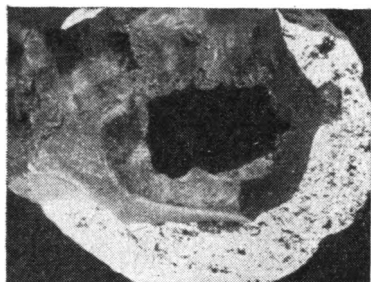
Макро- и микрофауна указывают на визейский возраст первичного карбонатного материала. Таким образом, не может быть сомнения, что пористые кремни, залегающие внутри рудного слоя железорудного горизонта, представляют собой метасоматические образования по карбонатному (кальциевому) органогенному материалу визейского возраста.

## 2. Генезис кремней

Можно допустить два пути образования кремней. Первый — окремнение визейских известняков в процессе эпигенеза; кремни в рудном горизонте поэтому обычно называют «окремневшими известняками». По данным М. С. Швецова и Л. М. Бириной (1935), группы визейских известняков — твердые зернистые, мягкие марающие, органогенные микрослоистые и пятнистые — имеют органогенное происхождение и сложены

раковинным детритом, фораминиферами и тонким карбонатным илом — «продуктом мелкого известковистого материала органических остатков на дне моря» (стр. 35). Макро- и микроструктуры некоторых из них полностью совпадают с макро- и микроструктурой описанных выше кремней.

Однако кремни, в отличие от известняков, чаще залегают в виде желваков и линз и не образуют пластов такой протяженности и мощности, как известняки. Не устанавливается никакой связи изученных кремнистых пород с известняками, так же как и признаков перехода кремней в известняки или наличия частично окремневших известняков в рудном слое. Во всех случаях желваки, линзы и пласты кремней полностью состоят



Фиг. 8. Трубка из буроугольного железняка внутри пористого кремня (Владимировский карьер, обр. 2/66). Масштаб 1 : 1

из кремнистого вещества. Иначе говоря, ни в условиях залегания, ни в химическом составе, ни в макро- и микроструктурах кремней рудного горизонта нет признаков образования их за счет окремнения известняков в эпигенезе. Наоборот, чистота состава кремней, его однородность, т. е. равномерность и полнота окремнения, позволяют предположить, что метасоматические процессы окремнения карбонатного материала происходили в илу, пропитанном водой, т. е. в стадию диагенеза. Об этом свидетельствует и наличие в кремнях такого явно диагенетического минерала, как серпентин колчедан.

Нельзя не отметить, что палеогеографическая обстановка в Подмосковном бассейне в верхневизейское время была очень благоприятна как для накопления карбонатных илов и раковинного детрита, так и для процессов их диагенеза. Анализируя условия накопления карбонатного материала твердых зернистых известняков, М. С. Швецов и Л. М. Бирин (1935) пишут, что бассейн, в котором он отлагался, был мелководным и спокойным.

Осадки рудного горизонта, как показал Б. П. Епифанов (1956), также накапливались в мелководных условиях и в спокойной воде, на что указывают тонкая горизонтальная слоистость пород рудного горизонта, выдержанность даже тонких (сантиметровых) прослоев в нем по всему рудному району (на десятки километров) и гранулометрический состав пород рудного горизонта (низкая величина коэффициента асимметрии —  $Sk$ ).

Как известно, именно для береговых лагун плоского мелкого эпиконтинентального моря характерны подобные условия: сочетание малой глубины и спокойной воды; в подобных лагунах даже в период штормов не бывает сильных волнений.

Процесс образования кремней во время накопления тульского рудного горизонта можно представить следующим образом.

В стадию седиментогенеза в береговой лагуне (или лагунах) накапливался раковинный детрит и карбонатный ил кальциевого состава. Одновременно, по-видимому, периодически и неравномерно в пределах акватории происходили биогенная садка кремнезема и накопление некоторого количества органического вещества и окислов железа.

В стадию диагенеза происходило перераспределение биогенного кремнезема и частичное замещение кремнеземом раковинного детрита и карбонатного ила. В зависимости от количества и пространственного распределения седиментационного кремнезема возникали желваки (караваи) кремней, их цепочки, линзы и даже пласты. Более или менее одновременно в небольшом количестве происходило образование пирита и сидерита, а также частичное растворение карбоната кальция с выделением значительного количества углекислоты, следы движения которой представляют собой, по-видимому, трубки в пористых кремнях (фиг. 8).

Стадия эпигенеза была наиболее длительной и сложной, с целым рядом этапов, которые еще недостаточно изучены. Процессы эпигенеза развивались преимущественно во время континентальных перерывов (в башкирское время, после верхнего карбона и до верхней юры и т. д. — до четвертичного периода включительно). В стадию эпигенеза развивались, в частности, и карстовые процессы, местами нарушившие первичные условия залегания кремней.

Таким образом, кремни рудного горизонта в их современном виде представляя собой результат многостадийного развития. Основную роль в их формировании сыграли биогенная седиментация кремнезема и метасоматоз в процессе диагенеза. Поэтому их следует считать седиментационно-диагенетическими.

Следует иметь в виду, что кремни тульского рудного горизонта (визе) не представляют собой исключительного явления. Подобные кремни в визейских известняках описаны М. А. Болховитиновой в 1932 г., А. П. Ивановым и Е. А. Ивановой в 1936 г. По данным Д. Н. Утехина, для нижних слоев алексинского горизонта ( $C_{IVa}$ ) характерно наличие от одного до трех горизонтов голубых караваеобразных кремней, в которых наблюдаются конкреции пирита.

Седиментационно-диагенетические кремни описаны в отложениях нижнего карбона Донбасса (Решетняк, 1955), во всех трех отделах карбона Северного Урала (Черемных,

1960) и гряды Чернышева (Елисеев, 1960). Подобные кремнистые образования описаны в верхнеюрских отложениях Северо-восточного Кавказа (Комардинкина, 1961).

Одна из особенностей описанных выше кремней — их связь с железорудным горизонтом. Выяснение характера и деталей этой связи — дело дальнейших исследований. В настоящее время по этому вопросу можно высказать только некоторые общие соображения.

Несомненно, в условиях и механизме образования тульских железных руд и кремней рудного горизонта много общего. Железные руды, первично-сидеритовые (Епифанов, 1964), часто также обнаруживают признаки метасоматоза по раковинному детриту и цельнораковинному материалу; в кремнях, как более устойчивых в стадии эпигенеза, лучше сохранились первичные признаки метасоматоза. Поэтому можно допустить известную общность процессов образования руд и кремней. Однако имеются признаки того, что образование железной руды относится к более поздней стадии формирования рудного горизонта.

## ЛИТЕРАТУРА

- Елисеев А. И. Кремнистые образования в карбонатных породах карбона гряды Чернышева. Докл. АН СССР, т. 134, № 3, 1960.
- Епифанов Б. П. О возрасте и общих условиях образования тульского железорудного горизонта. Докл. АН СССР, т. 108, № 2, 1956.
- Епифанов Б. П. Железные руды. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Центр. р-нов европейской части СССР, вып. 4. Калужское изд., 1961.
- Епифанов Б. П. Среднерусская железорудная провинция. Геология и полезн. ископ. Центр.-черноземн. областей. Тр. межобластного геол. совещания. Изд. Воронежского ун-та, Воронеж, 1964.
- Земятченский П. А. Железные руды центральной части европейской России. Тр. СПб. об-ва естествоиспытателей, т. XX, отд. геол. и минералог., 1899.
- Комардинкина Г. Н. О кремнистых образованиях в верхнеюрских отложениях северо-восточного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 140, № 2, 1961.
- Пустовалов Л. В. Генезис липецких и тульских руд. Тр. Всес. геол.-разв. объединения, вып. 285, 1933.
- Решетняк Н. Д. К вопросу о кремнистых образованиях нижнего карбона юго-западной окраины Донбасса. Докл. АН СССР, т. 100, № 5, 1955.
- Черемных В. А. О кремнистых породах карбона р. Большой Шайтановки (Северный Урал). Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.
- Швецов М. С., Бирин Л. М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов — Алексин. Тр. Моск. геол. треста, вып. 10, ОНТИ НКПТ СССР, 1935.

Московский геологоразведочный  
институт им. С. Орджоникидзе  
Тульское железорудное управление

Дата поступления  
23.VI.1965

УДК 549.62

## К ИЗУЧЕНИЮ КРИСТАЛЛОХИМИИ ПОВЕРХНОСТИ МИНЕРАЛОВ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА

Л. И. КУЛЬЧИЦКИЙ

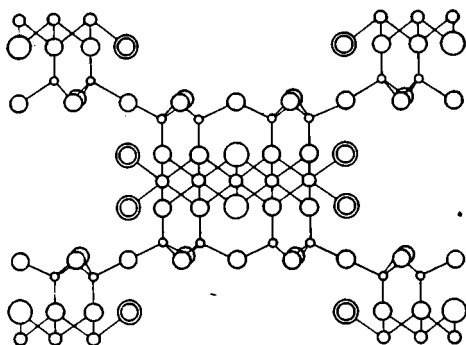
### 1. Краткая характеристика структуры сепиолита и палыгорскита

Минералы сепиолит и палыгорскит (синоним — аттапульгит) относят обычно к группе глинистых минералов. Однако среди глинистых минералов, являющихся большей частью водными высокодисперсными силикатами слоистой структуры, сепиолит и палыгорскит имеют иную структуру.

Большое внимание исследованию этих минералов уделил А. Е. Ферсман (1913). Он считал, что палыгорскиты имеют переменный состав, являясь переходными от магнетиального силиката — сепиолита к алюмосиликату — парамонтмориллониту. В этих пределах существует ряд переходных минералов, более или менее богатых алюминием. Однако довольно длительное время структура указанных минералов не была изучена достаточно полно и поэтому не было единого мнения о их природе. После исследований Брэдли (Bradley, 1940), Кайер и Энен (Caillere, Henin, 1957), Преизингера (Преизингер, 1962), Бриндли (Бриндли, 1962), Нады и Брэдли (Nagy, Bradley, 1955) и др. можно довольно определенно сказать о структурных особенностях этих минералов, об их сходстве и различии между собой. Использование нового метода исследования — спектро-

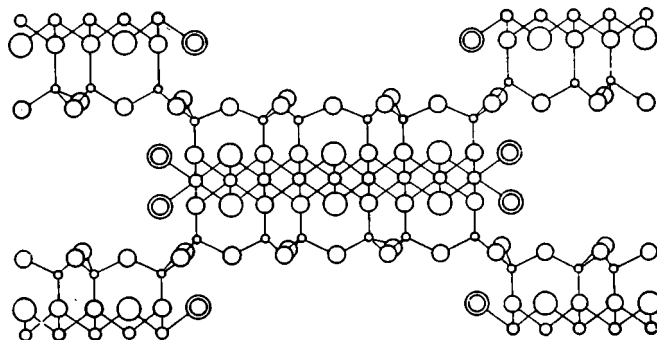
фотометрического анализа (Веденеева, 1952; Кульчицкий, 1961, 2, 1964) — позволило на основании экспериментальных результатов поставить вопрос о принципиальном различии в кристаллохимии поверхности этих минералов, о возможности отнесения их к группе глинистых минералов в узком смысле этого слова и о критериях глинистых минералов вообще.

Сейчас и палыгорскит, и сепиолит относят к магнезиальным силикатам цепочечной структуры. Однако если для сепиолита, по данным химических анализов (Кульчицкий, 1962), характерно очень незначительное присутствие  $Al_2O_3$  ( $\sim 0,7-2,0\%$ ), то для палыгорскита его количество превосходит содержание  $MgO$  ( $\sim 14-18\%$ ). Толщина единичных волокон обоих минералов колеблется в пределах нескольких сот ангстрем. Волокна имеют брусковидную форму и вытянуты вдоль оси  $c$ ; в направлении оси  $b$  волокна у сепиолита имеют большее развитие по сравнению с направлением  $a$ . Длина волокна может в 10—100 раз превышать его поперечное сечение. И сепиолит, и палыгорскит состоят из слюдopodobных элементов, вытянутых параллельно оси волокна (оси  $c$ ). На фигурах 1, 2 показаны проекции структуры сепиолита и палыгорскита (аттапульгита) на плоскость 001 (Кульчицкий, 1962). Между слюдopodobными блоками находятся плоскости, заполненные обычно цеолитной



Фиг. 1. Проекция структуры палыгорскита на плоскость 001 (по Брэдли)

и отчасти кристаллизационной водой. В отличие от глинистых минералов слоистой структуры (гидрослюда, монтмориллонит), у минералов цепочечной структуры — сепиолита и палыгорскита — гексагональную сетку кремнекислородных тетраэдров можно рассматривать как ленту тетраэдров, расположенную перпендикулярно плоскости рисунка, т. е. в направлении оси  $c$ . Сходство с глинистыми минералами слоистой структуры состоит в том, что в структурных блоках сепиолита и палыгорскита, обособленных между каналами, занятыми цеолитной водой, наблюдается та же закономерность со-



Фиг. 2. Проекция структуры сепиолита на плоскость 001 (по Браунеру и Прейзингеру)

членения полос — сеток кремнекислородных тетраэдров и алюмо- или магниевых-кислород-гидроксильных октаэдров: между двумя полосами — сетками тетраэдров — расположена одна полоса — сетка октаэдров. Поэтому структуру этих минералов часто называют также цепочно-слоистой.

Приведенные в литературе различия между структурой палыгорскита и сепиолита сводятся к тому, что у палыгорскита кремнекислородные слои соединены в цепи амфиболоподобной структуры, подобной структуре, состоящей из двух пироксеновых цепей в элементарной ячейке (Прейзингер, 1962; Nagy, Bradley, 1955). Кремнекислородный же слой в сепиолите состоит из трех пироксеновых цепочек в элементарной ячейке и, следовательно, по своему характеру такая структура не является амфиболоподобной. Большие размеры цепочек в сепиолите приводят к образованию каналов большего размера, чем в палыгорските. Однако, с нашей точки зрения, это обстоятельство не является причиной принципиального различия адсорбционной активности этих двух минералов.

По данным химических и структурных анализов, сепиолит можно рассматривать как триоктаэдрический магнезиальный силикат; в октаэдрических сетках его структуры все пустоты между атомами кислорода и гидроксильными группами заняты магнием

(Бриндли, 1962; Преизингер, 1962; Кульбицкий, 1962). Ввиду этого октаэдрические сетки в решетке этого минерала электрически уравновешены. Для тетраэдрических сеток сепиолита не характерны изоморфные замещения  $\text{Si}^{4+}$  на  $\text{Al}^{3+}$ . Вследствие этого решетка сепиолита электрически уравновешена. Это обстоятельство является причиной того, что поверхность слюдоподобных блоков в структуре сепиолита (гексагональная сетка кремнекислородных тетраэдров), составляющая стенки каналов (пор) вдоль оси  $z$  не активна относительно адсорбции катионов. Активными же могут быть только поверхности сколов кристаллов — волокон по местам оборванных связей. Таким образом, адсорбционная активность сепиолита и талька примерно аналогичны, адсорбционная активность палыгорскита аналогична активности монтмориллонита. Химические и структурные исследования палыгорскита свидетельствуют о том, что этот минерал можно рассматривать как диоктаэдрический; часть  $\text{Al}^{3+}$  в октаэдрических сетках замещена  $\text{Mg}^{2+}$ . По данным Д. Кульбицкого (1962), от  $1/3$  до  $1/2$  октаэдрических катионов палыгорскитов представлено магнием. Это является причиной того, что решетка палыгорскита электрически неуравновешена. Следовательно, поверхность стенок каналов (гексагональная сетка кремнекислородных тетраэдров) его имеет избыточный отрицательный заряд, который уравновешивается обменными металлическими катионами (в природе чаще всего  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ ).

Таким образом, с точки зрения кристаллохимии поверхности и ионного обмена различие между сепиолитом и палыгорскитом, имеющими очень близкую структуру, можно сравнить с различием между тальком и монтмориллонитом.

Цель настоящей работы — выяснение специфических особенностей кристаллохимии поверхности минералов сепиолита и палыгорскита с помощью спектрофотометрического анализа.

Для исследования были подобраны образцы сепиолитов и палыгорскитов из достаточно широко изученных и описанных в литературе месторождений<sup>1</sup>.

Кроме сепиолита и палыгорскита нами были использованы и другие минералы: 1) монтмориллонит (фракция  $< 1$  мк аскангеля); 2) каолинит (фракция  $< 1$  мк каолина кыштымского); 3) монотермит (фракция  $< 1$  мк часовярской огнеупорной глины); 4) хлорит (КазССР, пос. Камперсай); 5) тальк (р. Олот, Вост. Сибирь); 6) пирофиллит (Урал, Бахговский завод).

## 2. Результаты спектрофотометрического анализа

В предыдущих работах было показано, что при адсорбции основного красителя метиленового голубого (МГ) на суспензиях различных силикатных минералов спектральная характеристика красителя изменяется (Кульбицкий, 1961, 2, 1962, 1964). Вместо двух максимумов поглощения света водным раствором МГ, характеризующих мономерное (665 мкм) и димерное (616 мкм) состояние молекул красителя, МГ, адсорбированный на силикатах, имеет большее количество максимумов поглощения света. Для глинистых минералов в диапазоне видимого спектра от 550 до 750 мкм характерно наличие шести максимумов (570; 620; 640; 660; 680; 730 мкм); для неглинистых минералов отсутствуют максимумы 570 и 730 мкм. В глинистых минералах (при окрашивании их МГ) со специфическими максимумами поглощения света 570 и 730 мкм обычно имеют место или изоморфные замещения в октаэдрическом (монтмориллонит, палыгорскит) и тетраэдрическом слоях (гидрослюда, хлорит), или поверхность базальных граней представлена гидроксильными (каолинит). Иными словами, эта группа минералов отличается наличием активных (т. е. несущих активные центры адсорбции относительно катионов или молекул воды) базальных граней кристаллов. По нашим предыдущим исследованиям, максимумы 570 и 730 мкм характеризуют состояние МГ именно на базальных поверхностях кристаллов глинистых минералов в водной среде (при увлажнении, равном или превышающем максимально гигроскопическое состояние).

Наибольшей энергией адсорбции обладают центры в местах оборванных валентных связей на углах и сколах кристаллов глинистых минералов по сравнению с количественно преобладающими центрами адсорбции на базальных гранях кристаллов (Кульбицкий, 1961). Поэтому при окрашивании глинистых суспензий возрастающими дозами МГ адсорбция красителя сначала идет на энергетически более сильных центрах по сколам кристаллов, а затем на базальных гранях. Соответственно с этим на спектральных кривых вначале имеются лишь максимумы 620, 640, 660 и 680 мкм, а затем проявляются и возрастают максимумы 570 и 730 мкм (последний появляется после нескольких суток взаимодействия или при нагревании суспензии).

Предполагалось, что способность некоторых слоистых силикатов образовывать с МГ на базальных гранях кристаллов поверхностные гидратные соединения является особенностью кристаллохимии поверхности только собственно глинистых минералов

<sup>1</sup> Сепиолиты были получены в Минералогическом музее АН СССР из двух месторождений: 1) Урал, Новая Аккермановка (музейный образец № 44792); 2) Испания, месторождение Вальекаса (музейный образец № 11117). Палыгорскиты были получены также из двух месторождений: 1) Крым, с. Курцы (образец Минералогического музея АН СССР № 11178); 2) Горьковская обл., Выкса. Эти образцы были описаны Гинзбург-гом, Рукавишниковой, 1951; Кульбицкий, 1962; Caillere, Nenin, 1957.

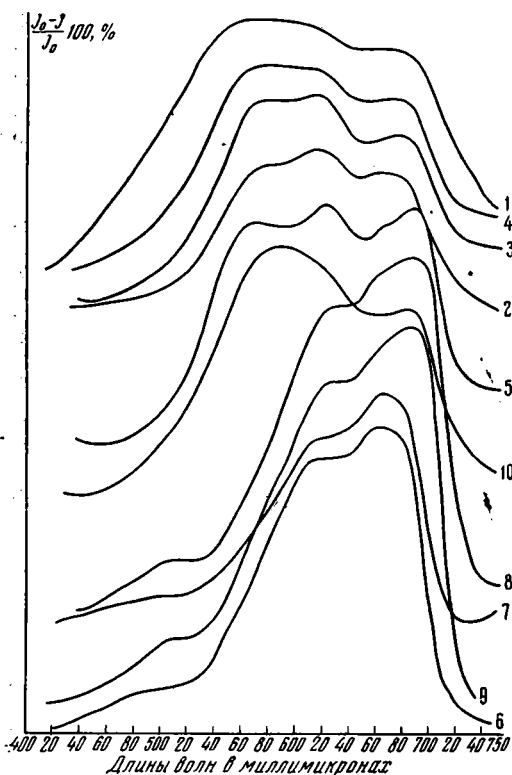
(Кульчицкий, 1964). Краситель МГ является при этом лишь индикатором, позволяющим по изменению цвета обнаружить на поверхности глинистых минералов наличие специфических по гидратации поверхностных гидратных соединений (макроанион — катион — вода). Иными словами, способность образовывать на активных базальных гранях глинистых минералов особые гидратные соединения есть специфическое свойство самих минералов.

По условиям проведения спектрофотометрического анализа, дозы красителя МГ не превышали 5% емкости катионного обмена минералов. Поэтому органические катионы МГ составляли ничтожное количество по сравнению с оставшимся количеством обменных металлических катионов. Ввиду этого мы полагаем, что МГ является индикатором состояния и структуры наружного слоя атомов в системе глина — катионы — вода.

В данной работе приводятся новые результаты спектрофотометрического анализа, позволившие обнаружить принципиальные различия в кристаллохимии поверхности цепочно-слоистых глинистых минералов палыгорскита и сепиолита.

Как и в предыдущих исследованиях, из дисперсных минералов были изготовлены однопроцентные водные суспензии, которые окрашивали возрастающими дозами красителя МГ и подвергали спектрофотометрическому анализу с помощью регистрирующего спектрофотометра СФ-2м по методике Л. И. Кульчицкого (1961).

На фиг. 3 приведены спектральные кривые поглощения света МГ, адсорбированного на различных минералах в водной среде. Все высокодисперсные силикаты слоистой или цепочно-слоистой структуры с изоморфными замещениями в октаэдрическом (монтмориллонит, палыгорскит) или тетраэдрическом слоях (гидрослюда, хлорит), а также те, поверхность базальных граней которых представлена гидроксильными группами (каолинит), образуют с красителем МГ поверхностные соединения, характеризующиеся максимумом поглощения света 570 мкм. Эти минералы вследствие изоморфных замещений внутри решетки имеют активные, т. е. обладающие избыточным



Фиг. 3. Спектральные кривые поглощения света метиленовым голубым (МГ), адсорбированного на минералах в состоянии 1%-ной водной суспензии при дозе МГ — 0,5% от ЕМГ

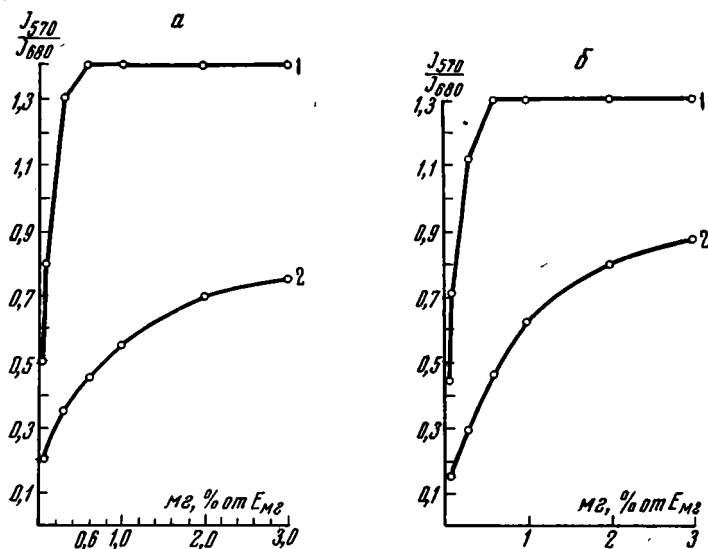
1 — монтмориллонит (фр. < 1 мк аскангеля); 2 — каолинит (фр. < 1 мк каолина кыштымского); 3 — моноклинит (фр. < 1 мк моноклинита часовьярского); 4 — хлорит (КазССР, пос. Камперсай); 5 — палыгорскит (Крым, Курцовское месторождение); 6 — тальк (р. Олот, Вост. Сибирь); 7 — пирофиллит (Урал, Бахговынский завод); 8 — сепиолит (месторождение Валькас, Испания); 9 — сепиолит (Урал, Новая Аккермановка); 10 — палыгорскит (месторождение в Горьковской области)

отрицательным зарядом, базальные поверхности или активные поверхности каналов — пор (палыгорскит), в которых находится преобладающая часть обменных катионов минерала. Обменные катионы (в природе обычно  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mo}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ) совместно с поверхностным слоем атомов силикатов (кислород, гидроксил) мы рассматриваем как специфические поверхностные химические соединения типа солей. Как это и характерно для поверхностных химических соединений, они не представляют собой новой фазы (Лепин, 1940).

Упорядоченное расположение металлических (обменных) катионов на определенных кристаллографических плоскостях кристаллов (базальные грани, стенки структурных каналов) подчиняет себе в структурном отношении молекулы воды, координирующиеся вокруг металлических катионов в определенной плоскости. Образующиеся поверхностные соли в системе глина — катионы — вода мы условно рассматриваем как поверхностные филогидраты (в терминологии Бернала, 1956), т. е. поверхностные слоистые гидраты (Маленков, 1962) для слоистых силикатов или поверхностные иногидраты (Бернал, 1956), т. е. цепочечные гидраты (Маленков, 1962), для цепочно-слоистых минералов (палыгорскит).

Из фиг. 3 также видно, что высокодисперсные силикаты слоистой или цепочно-слоистой структуры, не имеющие изоморфных замещений ни в октаэдрическом, ни в тетраэдрическом слоях, а также не имеющие на преобладающих по площади поверх-

ностях кристаллов (базальные грани, поверхности структурных каналов) поверхностных гидроксильных групп (талек, пиррофиллит, сепиолит), не образуют с красителем МГ описанных выше поверхностных соединений. На приведенных спектральных кривых для этих минералов отсутствует максимум поглощения света 570 мкм. Очевидно, это связано с тем, что на базальных гранях слоистых минералов талька и пиррофиллита и на поверхности структурных каналов сепиолита, не обладающих избыточным отрицательным



Фиг. 4. Зависимость отношения количества МГ, адсорбированного на базальных гранях (или на поверхности структурных каналов у палыгорскита) и сколах кристаллов  $\left(\frac{I_{570}}{I_{680}}\right)$  минералов, от количества адсорбированного МГ, по данным спектрофотометрического анализа.

а — монтермит (1), тальк (2); б — палыгорскит (1) и сепиолит (2)

зарядом, обменные металлические катионы практически отсутствуют. Они могут находиться в основном в местах оборванных связей: на углах, ребрах и сколах кристаллов. Катионы адсорбируются этими минералами на этих же активных центрах.

Таким образом, данные спектрофотометрического анализа подтверждают предположение о том, что различие между сепиолитом и палыгорскитом относительно адсорбционной активности поверхности можно сравнить с соответствующим различием между тальком и монтермитом. У талька и сепиолита отсутствие изоморфных замещений в тетраэдрических и октаэдрических элементах структуры обуславливает отсутствие избыточного отрицательного заряда на базальных гранях талька и на поверхности стенок каналов сепиолита. Следствием этого является отсутствие на этих поверхностях обменных катионов. Этот вывод подтверждается и другими данными спектрофотометрического анализа.

Монтермит (фракция <1 мк монтермитовой часовъярской глины) и тальк, палыгорскит (месторождение Горьковской обл.) и сепиолит (месторождение Вальекас, Испания) переводились в состояние однопроцентной водной суспензии. Последние окрашивались возрастающими дозами МГ в процентах относительно емкости обмена ( $E_{MG}$ ) образцов минералов (0,05; 0,1; 0,3; 0,6; 1,0; 2,0; 3,0% от  $E_{MG}$ ). После этого проводился спектрофотометрический анализ.

На спектральных кривых поглощения света адсорбированным красителем измерялась интенсивность максимумов 570 и 680 мкм и рассчитывалось их отношение. Интенсивность максимума 570 мкм характеризует количество красителя, адсорбированного на активных базальных гранях глинистых минералов слоистой структуры или на активных стенках каналов минерала палыгорскита, а интенсивность максимума 680 мкм — количество красителя, адсорбированного по местам оборванных связей на углах и сколах кристаллов.

На фиг. 4. показана зависимость величины  $\frac{I_{570}}{I_{680}}$  от дозы красителя для монтермита и талька (а), палыгорскита и сепиолита (б).

При рассмотрении фиг. 4 отчетливо заметно, что для монтермита и палыгорскита в пределах малых доз красителя (0,05—0,6% от  $E_{MG}$ ) наблюдается резкое возрастание



отношения  $\frac{I_{570}}{I_{680}}$ . Далее (при дозах МГ 0,6—1,0% от  $E_{\text{МГ}}$ ) это отношение увеличивается меньше и, наконец, при дозах 1—3% величина этого отношения почти не изменяется. Такая картина характерна для всех глинистых минералов — монториллонита, гидрослюда, каолинита и др. (Кульчицкий, 1962). Обусловлена она энергетической неоднородностью адсорбционных центров поверхности сколов и углов кристаллов, с одной стороны, и базальных поверхностей кристаллов — с другой.

На фиг. 4 видно, что различия между палыгорскитом и сепиолитом, по данным спектрофотометрического анализа, такие же, как между монтермитом и тальком.

Однако наряду со сходными чертами в кристаллохимии поверхности палыгорскита и глинистых минералов слоистой структуры между ними имеются и различия. Для палыгорскита это было весьма убедительно показано в работе Ф. Д. Овчаренко и др. (1963). Данные спектрофотометрического анализа подтверждают это. Известно, что введение ионов  $K^+$  в окрашенную малыми дозами МГ водную суспензию глинистых минералов слоистой структуры вызывает изменение ее цвета (Веденеева, 1952; Кульчицкий, 1961). Спектрофотометрически констатируется усиление максимумов поглощения света 620, 640, 660 и 680  $m\mu$  и уменьшение интенсивности максимума 570  $m\mu$ . Этот эффект объяснялся нами изменением структуры гидратного слоя на поверхности калийзамещенного глинистого минерала по сравнению с другими катионзамещенными глинистыми минералами ( $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и другие щелочноземельные катионы) (Кульчицкий, 1961; 1962; 1964). В работе Л. И. Кульчицкого (1964) было показано, что такой же эффект наблюдается при дегидратации окрашенных МГ глинистых минералов.

В отличие от глинистых минералов слоистой структуры минерал палыгорскит, окрашиваясь МГ в водной суспензии в фиолетовые тона (наличие максимума поглощения света 570  $m\mu$ ), не изменяет цвета при введении в суспензию ионов  $K^+$  при любых концентрациях красителя. Однако высушивание суспензии и дегидратация окрашенного МГ осадка палыгорскита ведет к тому же изменению цвета, как и введение ионов  $K^+$  в окрашенную МГ суспензию глинистых минералов слоистой структуры. Гипотетически объяснить эту особенность палыгорскита можно следующим образом.

Как уже отмечалось, мы рассматриваем систему глинистый минерал — обменные катионы — связанная вода преимущественно как поверхностные соли — филогидраты, т. е. слоистые гидраты (для слоистых силикатов). В цепочно-слоистом же палыгорските, по-видимому, имеются поверхностные иногидраты (по Д. Берналу), т. е. цепочечные гидраты. Если для поверхностных филогидратов поверхность базальных граней, на которых и находятся эти соединения, непрерывна в направлениях  $a$  и  $b$ , то для цепочечных гидратов непрерывность кремнекислородной сетки, образующей гексагональные кольца, имеется лишь в направлении  $c$ . Эта сетка, являющаяся составной частью иногидратом (анионной частью поверхностных солей), представлена в палыгорските узкими цепочками кремнекислородных тетраэдров (две пироксеновые цепи в элементарной ячейке). Вследствие этого в калийзамещенном палыгорските ионы  $K^+$  находятся не на непрерывной кремнекислородной сетке, как в слоистых глинистых калийзамещенных минералах, а на изолированных друг от друга каналами узких полосках; по ширине каждой из которых может разместиться лишь один катион  $K^+$  (посредине гексагонального кольца).

При введении ионов  $K^+$  в частично окрашенную МГ водную суспензию палыгорскита (МГ ~ 0,5%  $E_{\text{МГ}}$ ), в котором в естественном состоянии в качестве обменных катионов обычно присутствуют  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ , мы получаем на стенках каналов одномерное (по оси  $c$ ) вкрапление ионов  $K^+$  между исходными катионами и искусственно введенными катионами МГ. По нашему мнению, именно практическое отсутствие двумерности в расположении обменных катионов  $K^+$  и является причиной отсутствия цветного эффекта при введении этих ионов в окрашенную МГ водную суспензию палыгорскита. В этом случае мы как бы не получаем эффекта дегидратации адсорбированных катионов МГ. Катионы МГ на поверхности структурных каналов палыгорскита в водной среде всегда находятся в той форме гидратации, которая характерна для катионов МГ, адсорбированных на поверхности базальных граней слоистых глинистых минералов, содержащих в качестве обменных катионов ионы щелочноземельных металлов. Следовательно, можно предположить, что влияние природы обменных катионов на поверхностные свойства палыгорскита выражено значительно слабее, чем в глинистых минералах слоистой структуры, вследствие указанных особенностей структуры и кристаллохимии поверхности этого минерала. Экспериментальные работы Ф. Д. Овчаренко и др. (1963) подтверждают наши предположения, опирающиеся на данные спектрофотометрических исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бернал Д. Д. Роль воды в кристаллических веществах. Успехи химии, т. 25, вып. 5, 1956.
- Бриндли Г. В. Данные по дифракции рентгеновских лучей и электронов для сепиолита. «Вопросы минералогии глин». Сб. статей под ред. В. П. Петрова. Изд. иностр. лит., 1962.
- Веденеева Н. Е. Органические красители в применении к анализу глин. Кора выветривания, вып. 1, Изд. АН СССР, 1952.

- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Кульбицкий Д. Высокотемпературные фазы сепиолита, аттапульгита и сапонита. «Вопросы минералогии глин». Сб. статей под ред. В. П. Петрова. Изд. иностр. лит., 1962.
- Кульчицкий Л. И. Спектрофотометрическое изучение процесса адсорбции метиленового голубого высокодисперсными алюмосиликатами. Коллоидный ж., т. 23, вып. 1, 1961.
- Кульчицкий Л. И. О применении «метода красителей» в минералогическом анализе глин и пути практического использования цветных реакций глин с органическими красителями. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1961<sub>2</sub>.
- Кульчицкий Л. И. Использование органических красителей при адсорбционно-структурной оценке глинистых грунтов. Дисс., 1962.
- Кульчицкий Л. И. К изучению кристаллохимии поверхности высокодисперсных алюмосиликатов. «Вопр. геохимии». Сб., посвященный В. И. Вернадскому. Тр. ВСЕГИНГЕО. Нов. сер., № 9. Изд. «Недра», 1964.
- Кульчицкий Л. И. Определение емкости поглощения глин методом адсорбции органического красителя метиленового голубого. Сб. «Кора выветривания», № 3, Изд. АН СССР, 1960.
- Лелинг Л. К. Поверхностные соединения и поверхностные химические реакции. Успехи химии, т. 9, вып. 5, 1940.
- Маленков Г. Г. Геометрия построек из молекул воды в структурах кристаллогидратов. Ж. структурной химии, т. 3, № 2, 1962.
- Овчаренко Ф. Д., Куковский Е. Г., Ничипоренко С. П. и др. Коллоидная химия палыгорскита. Изд. АН УССР, Киев, 1963.
- Прейснгер А. Рентгеновое исследование структуры сепиолита. «Вопросы минералогии глин». Сб. статей под ред. В. П. Петрова. Изд. иностр. лит., 1962.
- Ферсман А. Е. Исследования в области магнезиальных силикатов. Изд. Акад. наук, СПб., 1913.
- Чеймберс Г. П. С. Промышленное использование глинистого минерала сепиолита. «Вопросы минералогии глин». Изд. иностр. лит., 1962.
- Bradley W. F. Structure of attapulgite. Amer. Mineralogist, 25, 6, 405, 1940.
- Nagy B., Bradley W. F. The structural scheme of sepiolite. Amer. Mineralogist, 40, 885—892, 1955.
- Caillere S., Henin S. X-ray identification and structure of clay minerals. Chap. IX. Min. Soc., 1957, London.

Всесоюзный научно-исследовательский  
институт гидрогеологии  
и инженерной геологии  
Москва

Дата поступления  
20.V.1965

УДК 552.51 (477.60)

## К ВОПРОСУ О КОНГЛОМЕРАТАХ КАРТАМЫШСКОЙ СВИТЫ ДОНБАССА

*И. М. БЕСПАЛОВ, Л. Н. ФЕДОРОВСКАЯ, М. Е. КОШМАН*

До настоящего времени конгломераты картамышской свиты (медистых песчаников) изучены недостаточно. О наличии их либо просто упоминается в литературе, либо, если и приводится краткое описание некоторых разновидностей, то дается неправильное толкование их генезиса (Нестеренко, 1954; Шалыт, 1940). Более того, в ряде работ вообще отрицается наличие конгломератов в картамышской свите. Так, К. Н. Савич-Заблоцкий и И. Ю. Лапкин (1949), изучавшие медистые песчаники северо-восточной части Бахмутской котловины, пришли к выводу, что породы, описывавшиеся ранее как конгломераты, в действительности представляют собой глинисто-карбонатные стяжения разнообразной формы, образовавшиеся в условиях морских заливов, и в генетическом отношении ничего общего с настоящими конгломератами не имеют.

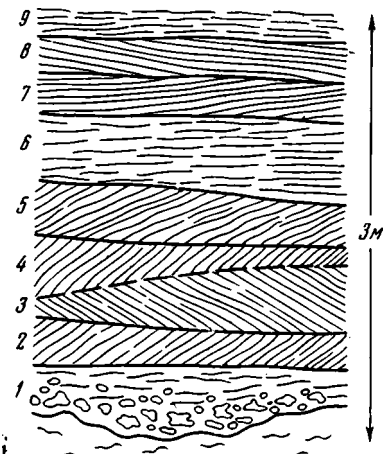
В более поздней работе И. Ю. Лапкин (1961) вновь утверждает, что конгломераты в картамышской свите отсутствуют.

М. Л. Левенштейн и Л. П. Нестеренко (1952) верхнепалеозойские конгломераты различного состава Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, в том числе и конгломераты из свиты медистых песчаников с песчанистой и аргиллитовой галькой, отнесли к верхнетретичному возрасту. Правда, позднее Л. Н. Нестеренко (1954) описал в картамышской свите гравелиты и конгломераты с галькой кварца, яшмы, кремня и кристаллических сланцев (Кальмиус-Торецкая котловина). Однако их генетическое определение как образований внутрiformационных, по нашему мнению, является ошибочным.

Так как вопросы наличия конгломератов и их генезиса имеют большое значение особенно для палеогеографического анализа, то целесообразно остановиться на них более подробно.

**I. Конгломераты и брекчии внутриформационные** изучены на различных глубинах в скважинах 6860, 6862, 6895 (рудопоявления Покровское, Медная Руда, Суходольское), в обнажениях и карьерах. По своему происхождению и по составу галечного и гравелистого материала они разделяются на две разновидности, образованные:

а) вследствие подводного размыва нижележащих отложений; б) в результате субаэрального размыва.



Фиг. 1. Слоистость подводнодельтовых отложений, с размывом залегающих на заливно-лагунных бурых алевролитах; Кальмиус-Торецкая котловина

Косослоистые серии: 1 — сероцветные волнистослоистые песчаники с включениями бурых алевролитов в подошве серии (внутриформационные конгломераты); 2, 3, 4 — сероцветные песчаники; 5, 6, 7 — пестроцветные песчаники; 8, 9 — бурые алевролиты

Конгломераты и брекчии первой разновидности приурочены, как правило, к основаниям подводнодельтовых пестроцветных и сероцветных песчаников и залегают с резким размывом на нижележащих породах (фиг. 1). Протяженность их 10—20 км и более, мощность до 2 м. На юге района (Кальмиус-Торецкая котловина) эти породы могут быть маркирующими горизонтами.

Конгломераты и брекчии состоят из грубоокатанных и неокатанных галек, щебня, гравия и валунов. Размеры их варьируют в широких пределах. В приустьевой части дельты обычно наблюдаются валуны до 1 м, а также редкие глыбы до 2,5 м в поперечнике. Гравийно-галечный материал, размеры обломков которого изменяются от нескольких миллиметров до 10—15 см, обычно встречается в удаленных частях подводнодельтовых отложений и характеризуется лучшей окатанностью. Вверх по разрезу количество и размеры галек и щебня уменьшаются, среди серых песчаников встречаются лишь редкие гравелистые полуокатанные обломки аргиллита и алевролита величиной 1×2 см (местами это просто рыхлые комочки бурой глины) и конгломераты постепенно переходят в красно-бурые песчаники, а затем в алевролиты того же цвета. Форма галек разнообразная, степень окатанности средняя или вовсе отсутствует, иногда конгломераты переходят в брекчии.

Состав галек, валунов и глыб в большинстве случаев однообразный: это преимущественно красно-бурые, довольно однородные аргиллиты и уплотненные глины существенно гидрослюдистого состава с незначительной примесью мельчайших (0,003 мм) кварцевых частиц, углистого вещества и пелитоморфных гидратов окиси железа. Основной фон породы при микроскопическом исследовании представлен микрокриптокристаллическим гидрослюдистым агрегатом субпараллельно ориентированных игольчатых (~0,007 мм) индивидов. В менее плотных агрегатах проступают реликты буроватого пелитоморфного глинистого вещества (каолинит?), почти изотропного. По всей ткани (в бурых глинах) равномерно рассеяны пылеватые гидраты окиси железа бурого цвета. В серых же глинах и аргиллитах наблюдаются обрывки и мельчайшие частицы углистого вещества и кластические чешуйки хлоритового минерала.

Гидрослюдистый агрегат состоит из отдельных оптически ориентированных участков, агрегатно поляризующих в желтых тонах I порядка. Такая стресс-ориентировка игольчатых складчатых частиц связана, по-видимому, с уплотнением породы и с односторонним незначительным давлением в стадии диагенеза и катагенеза.

Оптические данные (двупреломление гидрослюдистого агрегата не превышает 0,011—0,013) свидетельствуют, что в составе гидрослюды присутствует серицит. Здесь, вероятно, мы наблюдаем переходную стадию между гидрослюдами и серицитом.

Гидрослюдистый состав аргиллитов и уплотненных глин подтверждается данными термического анализа, выполненного Е. Н. Подвальной (Днепропетровская группа отделов ИМР).

Один тип кривой характеризуется первой небольшой эндотермической остановкой при 110—120°; второй более развитой остановкой при 570—610° и очень слабым экзотермическим эффектом при 940—960°. У второй разновидности дифференциальные кривые отличаются пологой термограммой с основным эндотермическим эффектом при 600° и изредка слабой остановкой при 940°.

Серые гидрослюдистые глины содержат органическую примесь, которая на термокривой выражается эндотермическим «горбом» при 430—480°. Содержание железа в бурых глинах коррелирует с небольшим эндоизгибом между 360 и 450°.

Нередко в аргиллитовой гальке видна слоистость, в то время как в цементе она имеет иное направление или отсутствует.

Материалом, цементирующим галечно-щебенистые и валунные обломки, являются серые и пестроцветные полимиктовые и мезомиктовые мелко-средне- и крупнозернистые песчаники граувакково-кварцевого состава.

По классификации Н. М. Страхова (1960), в треугольнике состава песчаников описываемые породы группируются на границе раздела мезомиктовой и граувакковой разновидностей (фиг. 2). В диаграмме А. Г. Коссовской эти породы также находятся между семействами граувакко-кварцевых и собственно граувакковых песчаников.

Структура песчаников псаммитовая и псаммо-алевритовая. Размеры песчинок варьируют в пределах 0,14—0,21 мм, алевритовые частицы находятся в подчиненном количестве.

Терригенный материал не отсортирован; о степени окатанности судить невозможно из-за интенсивной доломитизации. Состав обломков следующий: кварц (40—50%), полевые шпаты (10—12%), обломки пород (35—40%), слюды (2—5%). В акцессорном количестве песчаники содержат лейкоксен (по ильмениту), глауконит (серицитизированный с периферии), циркон, красновато-коричневые хромшпинелиды, сфен.

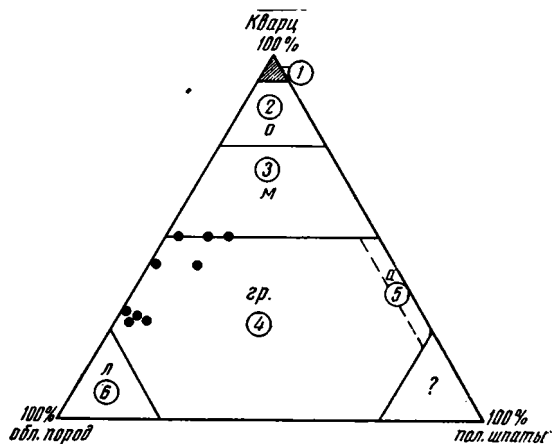
Цементирующее вещество песчаников представлено доломитом, на отдельных же участках и иглочатым гидрослюдистым агрегатом, пропитанным в той или иной мере железистыми продуктами. Местами желто-красные гидроокислы железа резко преобладают и окружают зерна кварца тонкой оболочкой. На сохранившихся участках цемента наблюдаются явления альбитизации, эпигенетические преобразования слюд, микрогранобластовые новообразования кварца и очень редко конформные структуры. Гидрослюдистый агрегат в промежутках между обломками переходит в мелкие чешуйки серицита и даже мусковит. Кварцевые зерна в железистой «рубашке» почти не подвергаются коррозии. Железосодержащий доломит (№ 1,520, № 1,695) развивается в форме среднезернистого бесцветного агрегата, корродирующего и растворяющего песчинки и цемент. Наиболее интенсивному растворению подвергаются полевые шпаты, слюды и обломки пород. Часто о том или ином обломке можно судить только по реликтовым очертаниям в проходящем свете.

В устьевой части дельты, ближе к берегу, обломочный материал песчаников, цементирующий аргиллитовые обломки, — крупные (до 0,35—0,50 мм), и местами переходит в полимиктовый гравелит семейства граувакк. Количество кварца уменьшается (35—40%), заметно увеличивается содержание кластической слюды (5%). В цементирующей массе значительно больше новообразований серицита и даже появляются единичные чешуйки мусковита с более высоким двупреломлением. Участками эти новообразования мусковита окрашены гидроокислами Fe в буровато-темные тона и слюды приобретает сходство с биотитоподобным минералом, плеохроирующим от травяно-зеленого по  $N_g$  до бледно-соломенного по  $N_p$ . Светопреломление колеблется в пределах 1,610—1,662. Такая структурная и минералогическая переработка исходного вещества (новообразование биотита и мусковита, гидрослюдизация и серицитизация цемента, окварцевание) несомненно, указывает на процессы начального и глубокого эпигенеза пород картамышской свиты (Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957; Дружинин, 1963). Аналогичные преобразования пород при повышенной температуре и давлении, Н. М. Страхов и Н. В. Логвиненко относят к катагенезу (1959).

С описанным выше типом конгломератов, главным образом с песчаным цементом, связано медное оруденение (рудопоявление Картамыш, Кислый Бугор и др.), что является прямым доказательством связи оруденения с подводнодельтовыми фациями.

Вторая разновидность конгломератов (фиг. 3) связана с временными выходами прибрежных локальных участков осадка из-под воды на поверхность, где он в аридных условиях подвергался растрескиванию с последующим новым погружением в воду и цементацией образовавшихся на месте обломков. Об этом прежде всего свидетельствует их постоянная приуроченность к самой верхней части разреза регрессивного цикла.

Этот тип пород менее распространен, не выдержан по простираению и имеет линзовидную форму. Протяженность пород редко достигает нескольких десятков метров, а мощность 0,5 м. Преимущественно красно-бурая аргиллитовая галька и щебень имеют

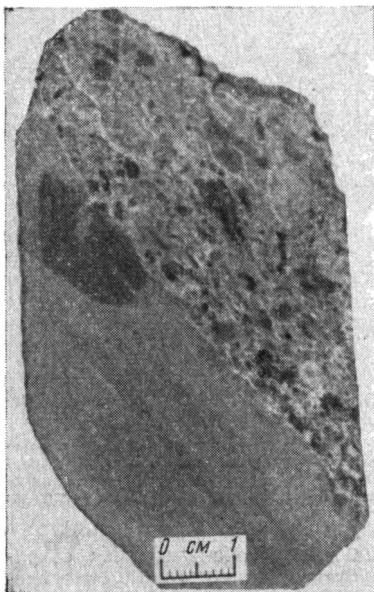


Фиг. 2. Минеральный состав сероцветных подводнодельтовых отложений

1 — кварцевые мономинеральные пески; 2 — кварцевые олигомиктовые пески; 3 — кварцевые мезомиктовые пески; 4 — полимиктовые пески — граувакки; 5 — полимиктовые пески — аркозы; 6 — полимиктовые пески — лититы

причудливые очертания, остроугольные формы и размеры до 10 см. В этих конгломератах постоянно встречаются следы илоядных и обуглившиеся корни растений. По последним развиваются мелкие карбонатные (кальцит-доломитовые) конкреции неправильной формы с едва намечающимся концентрически зональным строением. Такие участки конгломератов с эмбриональными конкрециями и редкими следами былой растительности вполне могут быть отнесены к подпочвенным и почвенным образованиям типа такыров. В разрезе гумидных областей их аналогами являются фации торфяных болот. Как правило, эти конгломераты безрудны.

II. Конгломераты русловые изучены нами в Кальмиус-Торецкой котловине (правобережье р. Кривой Торек; район сел Александрово-Калиново и Валентиновка). Они впервые были описаны Л. Н. Нестеренко (1954) и ошибочно отнесены к типу внутриформационных.



Фиг. 3. Конгломераты такырного типа по алевролитам, Бахмутская котловина

Галька и гравий размером до 3 см округлой и эллипсоидальной формы с гладкой поверхностью приурочены здесь к основанию серых и светло-серых грубозернистых плохо отсортированных полимиктовых песчаников граувакко-кварцевого состава с корытообразной косой однонаправленной слоистостью. Угол падения слоев в косых сериях 25—35°. Вверх по разрезу количество и размерность галечно-гравийного материала резко убывают и порода переходит в обычные песчаники (Гордон-Яновский, Беспалов, 1964). Состав гальки и гравия — полимиктовый и представлен следующими породами.

1. Темно-бурый мелкозернистый олигомиктовый песчаник с железистым цементом. Размер зерен 0,17—0,45 мм. Обломки резко неотсортированы, состоят из кварца (75—80%) и эффузивных пород (20—25%). Кварц несет следы интенсивного раздробления и катаклаза, вплоть до типичных катаклазитов. Многие катаклазированные зерна кварца разбиты трещинами, заполненными пелитовым материалом и реже жильным кварцем. В обломках кварца наблюдаются включения пузрырьков воздуха, расположенных цепочкообразными ориентированными рядами ( $N_{\text{возд}} < N_{\text{кв}}$ ), пластинок биотита светло-коричневого цвета, непрозрачного рутила.

Кластический материал корродируется и замещается гидратами окиси железа в виде плотной массы, непрозрачной, просвечивающей по краям буровато-желтым цветом: при косом освещении

желтовато-красной окраски (гидрогетит?). Разъедание зерен начинается с периферии, далее железистый агрегат проникает в глубь зерен бухтообразными заливами, обломком приобретает извилистые очертания и нередко от него сохраняются лишь скелетообразные участки. Более интенсивно замещению подвергаются катаклазированные зерна. Обломки пород представлены главным образом микрофельзитом криптопоякилитовой и криптокристаллической структуры, с различной стадией девитрификации и серицитизации. Данная галька несомненно принадлежит к подстилающим картамышскую свиту породам верхнего карбона.

2. Древесина темно-серая, темно-буроватая, окварцованная. Кварцевый агрегат сложен среднезернистыми индивидами с зубчатыми нерезкими ограничениями. Реликтовая органогенная текстура обусловлена наличием параллельно вытянутых цепочкообразных округлых ячеек (камер), выполненных остаточным бурым кремнеземом.

Окремнелая древесина в гальке по структурно-минералогическим особенностям, несомненно, верхнекарбонного возраста (нами произведено микроскопическое сопоставление этой гальки с окремнелой древесиной араукариев араукаритовой свиты карбона).

3. Аргиллит желтовато-красный алевритистый. Основная ткань — непрозрачное лимонитизированное пелитоморфное глинистое вещество, просвечивающее по краям красно-бурым цветом, в нем рассеяны мелкоалевритовые кварцевые зерна и тонкие чешуйки серицита.

4. Кремнистая темно-бурая порода криптокристаллическая, интенсивно пиритизированная.

5. Кварц катаклазированный, крупнозернистый, светло-кремовой окраски.

6. Микрофельзит буровато-коричневый, окремнелый, серицитизированный. Присутствуют выделения магнетита октаэдрической формы размером 0,2 мм, с резкими прямыми линейными ограничениями. Магнетит псевдоморфно замещен мартитом.

7. Сидерит тонкозернистый, до пелитоморфного, бурый железистый (светопреломление изменяется в пределах 1,630—1,862).

8. Обломки карбонатных конкреций сидеритового состава грубоконцентрического сложения. Ядром конкреций служат кристаллы бесцветного карбоната, а периферическая часть сложена тонкозернистым или пелитоморфным буроватым сидеритом.

9. Яшма буровато-красная криптокристаллической структуры с элементами глобулярной. Кремнистое вещество не всегда равномерно диспергировано красновато-бурными гидроокислами железа.

10. Известковистая порода, светло-бурая пелитоморфная, бурно вскипающая с HCl.

11. Кислый эффузив, кремнистый. Основная масса представлена микрофелзитовым криптокристаллическим веществом кварц-полевошпатового состава, в ней сохранился вкрапленник кислого серицитизированного плагиоклаза.

Цементом, как уже было отмечено, является серый полимиктовый песчаник граувакко-кварцевого состава, аналогичный по структурно-минералогическим признакам песчаникам подводнодельтовых фаций, цементирующих внутрiformационную аргиллитовую и алевролитовую гальку.

Первые три разновидности гальки (лимонитизированный аргиллит, слюистый олигомиктовый песчаник с железистым цементом и окварцованная древесина) встречаются относительно редко.

Наличие конгломератов разных генетических типов (руслowych и внутрiformационных), их структурные особенности и состав позволяют сделать некоторые заключения относительно условий формирования картамышской свиты. Русловые конгломераты свидетельствуют о том, что южная береговая линия картамышского бассейна неоднократно находилась на месте современного положения ст. Скотоватая и с. Александрово-Калиновое. Тем самым уточняются палеогеографические построения Л. П. Нестеренко (1963), проводящего береговую линию Картамышского бассейна значительно южнее.

Состав галек и гравийного материала руслowych конгломератов указывает на то, что источником сноса были кислые изверженные породы (Приазовский кристаллический массив), породы зоны сочленения Донбасса с Приазовьем (эффузивно-осадочный девон) и пестроцветы верхнего карбона юга Донбасса (Гордон-Яновский, Беспалов, 1964). Именно в этом месте породы карбона в нижнепермское время в результате воздымания кристаллического массива оказались приподнятыми выше уровня нижнепермской донецкой лагуны (Беспалов и др., 1965).

Привнос гальки и гравелистых обломков с севера исключается, так как все слои руслowych отложений имеют общее северное падение.

Внутрiformационные конгломераты, приуроченные к основанию подводнодельтовых сероцветных отложений, наряду с некоторыми текстурными особенностями, свидетельствуют об относительно сильной динамике подводных потоков, являющихся продолжением быстротекущих рек.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беспалов И. М., Гордон-Яновский Ф. А. О первичных источниках меди, свинца и цинка в нижнепермских отложениях Донецкого бассейна. Литология и полезные ископаемые. № 1, 1965.
- Гордон-Яновский Ф. А., Беспалов И. М. Об условиях накопления нижнепермских отложений Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 159, № 1, 1964.
- Гуров А. В. К геологии Екатеринославской и Харьковской губерний. Изд. Харьковск. ун-та, 1882.
- Евсеева С. И. Пермские отложения Большого Донбасса и их возможные минеральные ресурсы. Сб. «Большой Донбасс». Госгеолитиздат, 1941.
- Коссовская А. Г. К вопросу о классификации песчаных пород по минералогическому составу. Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол., вып. 12, № 310, 1959.
- Коссовская А. Г., ШUTOB В. Д. Характер изменений обломочного биотита в процессе эпигенеза. Докл. АН СССР, т. 101, № 3, 1955.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., ШUTOB В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Лалкин И. Ю. Нижняя пермь юга Русской платформы. «Мат-лы по геолог. и газоносн. нижнеперм. отл. юга Русской платформы», Харьков, 1961.
- Лалчик Т. Ю. Про халькозин в міденосних пісковицях та сланцях Донбасу. «Геологічний журнал» АН УРСР, т. VIII, вип. 3, 1947.
- Левенштейн М. Л., Нестеренко Л. П. О возрасте некоторых конгломератов и песчаных отложений западной части Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 85, № 3, 1952.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой геосинклинали в верхнепалеозойское и мезозойское время. «Мат-лы по нефтеносности Днепр.-Донецк. впадины», вып. 1, Киев, 1941.
- Нестеренко Л. П. О фауне в кремневой гальке конгломератов и галечников различных отложений Донецкого бассейна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1954.
- Нестеренко Л. П. О составе и строении свиты медистых песчаников Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 100, № 5, 1955.
- Нестеренко Л. П. Пермская система. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1963.

- Савич-Заблоцкий К. Н., Лапкин И. Ю. О происхождении медистых песчаников Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXIV (2), 1949.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд. АН СССР, 1960.
- Шалыт Е. С. К литологии и генезису медистых песчаников Донбасса. «Мат-лы по геол. и гидрогеол.», сб. № 1, 1940.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.
- Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джезказгана. Кн. «Дельтовые и мелководно-морские отложения», Изд. АН СССР, 1963.
- Яковлев Н. Н. Пермские отложения. Гостеолитиздат, 1944.

Институт минеральных ресурсов  
Днепропетровск

Дата поступления  
27.IV.1965 г.

УДК 471.323(551.72)

## БАЛАНС ЭЛЕМЕНТОВ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ ПОДВИЖНОСТИ В ДРЕВНЕЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ФИЛЛИТОВ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

А. Н. ЦИБИЗОВ

Всякое изменение вещественного состава породы в ходе того или иного процесса влечет за собой изменение массы породы в единице объема. При этом в одних случаях единичный объем породы совершенно не деформируется, в других деформация оказывается значительной, и ее надо учитывать при выяснении баланса вещества. Показателем изменения масс породы на разных стадиях ее превращений следует считать объемный вес твердой фазы, а показателем сравнения вещественного состава — массу каждого компонента в единице объема, т. е. абсолютное содержание, которое находят умножением относительного содержания, выражаемого в весовых процентах, на объемный вес твердой фазы соответствующей породы. Абсолютное содержание компонентов с практической точки зрения удобно выражать в  $кг/м^3$ . В случае деформации единичного объема величину этих показателей следует приводить к единице первоначального объема.

В соответствии с изложенным выше принципом рассмотрим на примере Яковлевского месторождения следующий ряд пород: относительно свежие филлиты верхней свиты курской серии (А); слабо выщелоченные филлиты (Б); сильно выщелоченные филлиты (В); рыхлый элювий по филлиту (Г); полурыхлый латерит (Д). Перечисленные породы последовательно снизу вверх сменяют друг друга в вертикальном разрезе древней коры выветривания филлитов, фиксируя собой соответствующие стадии их превращений и слагая зоны максимальной мощностью: Б, В и Г — по 100 м и более, Д — до 10 м (строго говоря, между рыхлым элювием и латеритом есть переходная зона аллита, однако мы не располагаем достаточным количеством анализов этой породы).

Суммарная мощность коры выветривания филлитов достигает 400 м.

В таблице 1 указаны средние характеристики объемного веса твердой фазы, пористости и минералогического состава этих пород в абсолютном выражении (т. е. в  $кг/м^3$ ). Данные по двум последним типам пород приведены к единице их первоначального объема (способ нахождения объемного веса недеформированных пород изложен ниже). По структурным соотношениям породообразующих минералов устанавливается, что кварц, гематит, слюды и ильменит являются остаточными минералами; гидрослюды, лейкоксен, каолинит и бемит возникли в результате превращения или распада остаточных минералов, а кальцит, сидерит и шамозит имеют инфильтрационное происхождение.

Средний химический состав пород в процентном (числитель) и абсолютном (знаменатель) выражении сведен в табл. 2, при этом данные по последним двум типам пород также приведены к единице первоначального объема. Это сделано следующим образом: найдены объемные соотношения между породообразующими минералами в каждой породе; способом последовательного приближения вычислено, что суммарный прирост объема пор при переходе свежего филлита в рыхлый элювий (Г) за счет выщелачивания кварца, гематита и гидрослюды, с учетом появления в составе породы инфильтрационных минералов, составлял около 47%. Таким образом, пористость рыхлого элювия должна была бы составить 54%, между тем прямые определения дают 35%. Эти свидетельства о том, что образование элювия сопровождалось его просад-

Таблица 1

## Физические свойства и минеральный состав пород

| Условный индекс породы | Объемный вес твердой фазы, т/м³ | Пористость, % | Приведенные значения              |               | Кварц | Гематит | Слюды + гидрослюды | Сидерит | Кальцит | Шамозит | Каолинит | Ильменит | Лейкоксен | Бемит | Число определений объемного веса и пористости | Число определений минерального состава |                |
|------------------------|---------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|-------|---------|--------------------|---------|---------|---------|----------|----------|-----------|-------|-----------------------------------------------|----------------------------------------|----------------|
|                        |                                 |               | объемного веса твердой фазы, т/м³ | пористости, % |       |         |                    |         |         |         |          |          |           |       |                                               | качественных                           | количественных |
| А                      | 2,67                            | 7             | 2,67                              | 7             | 1055  | 133,5   | 1442               | —       | 13,4    | —       | —        | 26,7     | —         | —     | 17                                            | 17                                     | 6              |
| Б                      | 2,56                            | 12            | 2,56                              | 12            | 972,4 | 128,2   | 1421               | —       | 12,8    | —       | —        | 25,6     | —         | —     | 13                                            | 13                                     | 4              |
| В                      | 2,32                            | 20            | 2,32                              | 20            | 742,4 | 116     | 1276               | 81,2    | 11,6    | 58      | —        | —        | 34,8      | —     | 15                                            | 15                                     | 5              |
| Г                      | 1,95                            | 35            | 1,38                              | 54            | 13,8  | 69,0    | 1110,9             | 27,6    | 13,8    | 103,5   | —        | —        | 41,4      | —     | 23                                            | 23                                     | 6              |
| Д                      | 2,00                            | 35            | 0,88                              | 72            | 4,4   | 22,0    | 22,0               | —       | —       | 360,8   | 52,8     | —        | 26,4      | 391,6 | 3                                             | 3                                      | 4              |

Таблица 2

## Химический состав пород\*

| Условный индекс породы | Fe валовое | FeO   | Fe₂O₃ | SiO₂   |                   |           | Al₂O₃ | CaO  | MgO  | Na₂O | K₂O   | TiO₂ | CO₂  | H₂O+110° | Сумма** | Количество анализов |
|------------------------|------------|-------|-------|--------|-------------------|-----------|-------|------|------|------|-------|------|------|----------|---------|---------------------|
|                        |            |       |       | всего  | свободная (кварц) | связанная |       |      |      |      |       |      |      |          |         |                     |
| А                      | 10,05      | 4,11  | 9,65  | 60,50  | 39,50             | 21,00     | 15,82 | 0,11 | 0,59 | 0,22 | 4,03  | 0,48 | 0,12 | 3,86     | 99,49   | 6                   |
|                        | 268,7      | 107,9 | 258,0 | 1616,0 | 1055,0            | 561,0     | 423,0 | 2,9  | 15,7 | 5,9  | 107,6 | 12,8 | 3,2  | 103,1    | 2657,9  |                     |
| Б                      | 8,35       | 2,36  | 9,32  | 60,60  | 38,00             | 22,60     | 17,50 | 0,17 | 0,31 | 0,22 | 4,05  | 0,57 | 0,10 | 4,71     | 99,91   | 4                   |
|                        | 214,0      | 60,5  | 238,7 | 1552,0 | 973,5             | 578,5     | 448,0 | 4,4  | 8,0  | 5,6  | 103,7 | 14,6 | 2,6  | 120,6    | 2558,7  |                     |
| В                      | 9,63       | 5,86  | 7,26  | 55,75  | 32,00             | 23,75     | 17,82 | 0,34 | 0,96 | 0,17 | 4,03  | 0,72 | 1,75 | 5,89     | 100,55  | 5                   |
|                        | 223,7      | 136,0 | 168,5 | 1294,0 | 743,0             | 551,0     | 414,0 | 7,9  | 22,3 | 4,0  | 93,5  | 16,7 | 40,7 | 136,8    | 1334,2  |                     |
| Г                      | 10,80      | 6,67  | 8,07  | 37,00  | 1,00              | 36,00     | 30,50 | 0,49 | 0,49 | 0,27 | 6,00  | 1,31 | 1,03 | 7,80     | 99,63   | 6                   |
|                        | 149,2      | 92,1  | 111,5 | 511,3  | 13,8              | 495,5     | 423,0 | 6,8  | 6,8  | 3,7  | 82,9  | 18,1 | 14,2 | 107,6    | 1378,0  |                     |
| Д                      | 14,86      | 16,13 | 5,26  | 14,63  | 0,50              | 14,13     | 47,96 | 0,29 | 0,93 | 0,09 | 0,07  | 1,39 | 0,08 | 11,98    | 98,81   | 4                   |
|                        | 131,0      | 142,0 | 46,7  | 129,0  | 4,4               | 124,6     | 423,0 | 2,6  | 8,2  | 0,8  | 0,6   | 12,2 | 0,7  | 105,5    | 871,3   |                     |

\* Аналитики М. П. Круговых, С. Я. Требукова.

\*\* Fe валовое, SiO₂ свободная, SiO₂ связанная, в сумму не включены.



Таблица 3

## Баланс элементов и интенсивность их миграции

| Услов-<br>ный<br>индекс<br>стадии | Fe<br>валовое | FeO | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> |                      |           | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO | MgO | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O+110° | Итог* |
|-----------------------------------|---------------|-----|--------------------------------|------------------|----------------------|-----------|--------------------------------|-----|-----|-------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------------|-------|
|                                   |               |     |                                | исход            | свободная<br>(кварц) | связанная |                                |     |     |                   |                  |                  |                 |                       |       |

## I. По отношению к исходной породе А

|   |        |       |        |         |         |        |       |        |       |       |       |       |         |       |       |
|---|--------|-------|--------|---------|---------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|
| Б | -54,7  | -47,4 | -19,3  | -64,0   | -91,5   | +17,5  | +25,0 | +1,5   | -7,7  | -0,3  | -3,9  | +1,8  | -0,6    | +17,5 | -110  |
|   | -20,3  | -43,9 | -7,5   | -4,0    | -8,7    | +3,1   | +5,9  | +51,7  | -49,0 | -5,1  | -3,6  | +14,1 | -18,7   | +17,0 | -4,1  |
| В | -45,0  | +8,1  | -89,5  | -322,0  | -312,0  | -10,0  | -9,0  | +5,0   | +6,6  | -1,9  | -14,1 | +3,9  | +37,5   | +33,7 | -350  |
|   | -16,7  | +7,5  | -34,7  | -19,9   | -29,5   | -1,8   | -2,1  | +172,3 | +42,0 | -32,2 | -13,1 | +30,4 | +1170,0 | +32,6 | -13,1 |
| Г | -119,5 | -15,8 | -146,5 | -1104,7 | -1041,2 | -63,5  | 0     | +3,9   | -8,9  | -2,2  | -24,7 | +5,3  | +11,0   | +4,5  | -1290 |
|   | -44,4  | -14,6 | -56,8  | -68,4   | -98,7   | -11,3  | 0     | +134,3 | -56,6 | -37,2 | -23,0 | +41,3 | +343,5  | +4,4  | -48,3 |
| Д | -137,7 | +34,1 | -211,3 | -1487,0 | -1050,6 | -436,4 | 0     | -0,3   | -7,5  | -5,1  | -107  | -0,6  | -2,5    | +2,4  | -1790 |
|   | -51,2  | +31,5 | -81,8  | -92,0   | -99,5   | -77,8  | 0     | -10,3  | -47,7 | -86,4 | +99,5 | -4,7  | -78,0   | +2,3  | -67,0 |

## II. По отношению к рыхлому гидрослюдистому элювию Г

|   |      |       |       |        |       |        |   |       |       |       |       |       |       |      |       |
|---|------|-------|-------|--------|-------|--------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| Д | -8,2 | +51,9 | -64,8 | -382,3 | -9,4  | -372,9 | 0 | -4,2  | +1,4  | -2,9  | -82,3 | -5,9  | -13,5 | -2,1 | -500  |
|   | -5,5 | +56,4 | -58,0 | -74,6  | -72,3 | -75,0  | 0 | -61,6 | +20,6 | -78,3 | -99,1 | -32,6 | -95,0 | -2,0 | -36,2 |

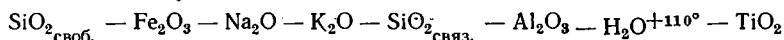
\* Итог вычислен по разности объемных весов.

кой. Вычислено, что просадка составила 29% первоначального объема исходной породы, а объемный вес твердой фазы недеформированного элювия был бы равен 1,38 т/м<sup>3</sup>. Вычислив приведенные абсолютные содержания компонентов в рыхлом элювии, убеждаемся в неподвижности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Распространяя положение о неподвижности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на латерит, находим для него приведенные значения объемного веса твердой фазы, пористости и абсолютных содержаний химических компонентов.

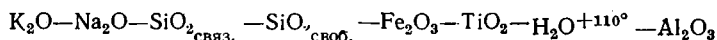
В таблице 3 показаны постадийно, нарастающим итогом, расход — приход химических компонентов (кг/м<sup>3</sup>, числитель) и интенсивность их миграции (% к абсолютному содержанию в исходной породе, знаменатель).

Принимая во внимание наличие эпигенетических изменений в последних трех типах пород рассматриваемого ряда, выражающихся в неравномерном наложении карбонизации и шамозитизации, исключим из рассмотрения CaO, CO<sub>2</sub>, MgO и FeO. Анализируя подвижность остальных компонентов, связанную целиком или почти целиком с формированием коры выщелачивания, нельзя не обнаружить, что формирование коры выщелачивания резко делится на два этапа.

Первый этап, включающий все стадии перехода филлита в рыхлый гидрослюдистый элювий, характеризуется резкой подвижностью свободной SiO<sub>2</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при относительно малой подвижности Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O и практически полной неподвижности Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и связанной SiO<sub>2</sub> (небольшая потеря связанной SiO<sub>2</sub> в рыхлом элювии, по всей видимости, связана со вторым этапом). Характерно, что потеря Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> сопровождается почти соответственной убылью Fe валового. Ряд подвижности интересующих нас компонентов для первого этапа имеет следующий вид:



Второй этап отличается резким возрастанием подвижности связанной SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub> при уменьшении подвижности свободной SiO<sub>2</sub>. Миграционный ряд для второго этапа имеет вид:



Малая подвижность связанной SiO<sub>2</sub> на первом этапе выветривания филлитов обусловлена большей по сравнению с кварцем устойчивостью гидросерицита, на который приходится почти вся масса гидрослюд.

Разложение силикатов с выносом связанной SiO<sub>2</sub> и высвобождением глинозема в виде моногидрата (бемита) произошло только на втором этапе, после того как кварц был практически весь удален из породы. Это обстоятельство позволяет отметить неточность появившихся в литературе сопоставлений профиля древней коры выветривания железистых кварцитов курской серии с типичным латеритным профилем коры выветривания филлитов (Чайкин, 1964). Общим свойством этих профилей является вертикальная зональность, связанная с постепенным выносом кварца. Однако неправильно сопоставлять зону бескварцевых железных руд по железистым кварцитам с зоной латеритов (бокситов) по филлитам.

Условий, вызвавших полный вынос кварца, оказалось достаточно, чтобы из железистых кварцитов получилась бескварцевая железная руда, но в коре выветривания филлитов они привели лишь к формированию бескварцевого гидрослюдистого элювия, не содержащего ни свободных гидратов глинозема, ни даже каолинита.

В связи с этим богатые железные руды следует считать генетическим аналогом не латеритов, а гидрослюдистого бескварцевого элювия по филлитам. Латериты образовались позднее, в изменившихся условиях.

## ЛИТЕРАТУРА

Чайкин С. И. Латериты. Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 14. Изд. «Недра», 1964.

Научно-исследовательский институт  
по проблемам Курской  
магнитной аномалии  
г. Губкин

Дата поступления  
25.X.1965

## МЕТОДИКА

УДК 552.517 (553.068.5)

### ОБ УЧЕТЕ КРУПНОСТИ ЗЕРЕН ПРИ ДИАГНОСТИКЕ МИНЕРАЛОВ ПРИБРЕЖНЫХ ТИТАНОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ

Ю. А. ПОЛКАНОВ

При исследовании титаноносных россыпей важная роль отводится количественным минералогическим анализам. Они выполняются обычно под бинокулярным микроскопом методом «дорожки» (Жердева, Абулевич, 1964). В ряде случаев анализ осложняется трудностью диагностики некоторых минералов. По внешнему виду, например, часто невозможно отличить некоторые разновидности черного турмалина от хромшпинелидов, циркон от андалузита и силлиманита и т. п. В этих случаях приходится прибегать к иммерсионным исследованиям, микрохимическим реакциям.

Кроме общепринятых методов при диагностике может использоваться разница крупности зерен различных минералов. На неодинаковую крупность зерен минералов в песчаных осадках, отличающихся плотностью, неоднократно указывалось в литературе (Рухин, 1947; Страхов, 1962; Rubey, 1933 и др.). Разноразмерность зерен объясняется природной гидравлической сортировкой песчаного материала. Скорость падения частиц

**Относительные средние эквивалентные диаметры зерен минералов из россыпей Среднего Приднестровья**

| Минерал             | Средний диаметр зерна по отношению к циркону |                               | Средняя плотность |
|---------------------|----------------------------------------------|-------------------------------|-------------------|
|                     | россыпь в бассейне р. Самоткань              | россыпь в бассейне р. Волчьей |                   |
| Кварц               | 2,02                                         | 2,3                           | 2,7               |
| Турмалин            | 1,77                                         | 1,74                          | 3,14              |
| Андалузит           | 1,67                                         | 1,69                          | 3,2               |
| Силлиманит          | 1,66                                         | 1,65                          | 3,25              |
| Дистен              | 1,41                                         | 1,40                          | 3,65              |
| Ставролит           | 1,37                                         | 1,49                          | 3,72—3,75         |
| Ильменит измененный | 1,18                                         | 1,21                          | 4,15—4,2          |
| Рутил               | 1,14                                         | 1,16                          | 4,25              |
| Хромшпинелиды       | 1,06                                         | 1,06                          | 4,5               |
| Шпинель (ганит)     | 1,03                                         | 1,02                          | 4,55              |
| Циркон              | 1,0                                          | 1,0                           | 4,7               |

различной крупности и для разных гидродинамических режимов среды отложения определяется исходя из сопротивления вязкости по Стоксу<sup>1</sup>, а также динамического сопротивления по закону Ньютона<sup>2</sup> и промежуточными уравнениями. Диаметры одновременно осаждающихся зерен находятся в обратной зависимости от плотности минералов.

Различная крупность зерен особенно четко проявляется у минералов титаноносных россыпей, что обусловлено интенсивной природной гидродинамической сортировкой при переносе и отложении песков (Малышев, 1957; Гурвич и др., 1960; Момджи, 1960; Пятнов, 1963 и др.). Песчаный материал этих россыпей представлен, как правило, сравнительно узким гидравлическим классом (Кашкаров, Полканов, 1965). Минералы титаноносных песков в порядке

уменьшения размеров зерен составляют следующий закономерный ряд: кварц, турмалин, андалузит, силлиманит, дистен, ставролит, измененный ильменит, рутил, хромшпинелиды, шпинель (ганит), циркон. Крупность зерен минералов уменьшается с увеличением их плотности.

Соотношения между размерами зерен минералов количественно выражаются приведенными в таблице данными, полученными опытным путем на материале третичных

<sup>1</sup>  $u = kd^2(\delta - \Delta)$ .

<sup>2</sup>  $u = k\sqrt{d(\delta - \Delta)}$ , где  $u$  — скорость падения;  $d$  — диаметр частицы;  $\delta$  и  $\Delta$  — плотность частицы и среды отложения соответственно.

прибрежно-морских титаноносных россыпей Среднего Приднестровья. Зерна минералов, плотностью 4,5 и больше, в 1,5—2 раза мельче зерен минералов, плотность которых ниже 3,7. Аксессуарный циркон, например, почти в 1,7 раза мельче андалузита и в 2,2—2,3 раза мельче кварца. Турмалины более чем в 1,7 раза крупнее хромшпинелидов. Указанные соотношения хорошо выдерживаются в пробах, отобранных из различных прослоев россыпи, и оказываются близкими для разных россыпей, крупность зерен тяжелых минералов которых находится в пределах 0,07—0,28 мм. Закономерные соотношения могут нарушаться лишь в смешанных пробах, составленных из материалов разных участков и горизонтов россыпей, отличающихся гранулометрическим составом песков, то есть при смешивании различных гидравлических классов.

Изучение многочисленных проб различных россыпей показало, что минералы, существенно отличающиеся плотностью, но обладающие одинаковым цветом, блеском, формой и характером поверхности зерен, хорошо различаются также под бинокулярным микроскопом по крупности зерен. Это широко используется нами при диагностике минералов в количественных минералогических анализах. В третичных россыпях Среднего Приднестровья, например, некоторые разновидности турмалина и хромшпинелидов имеют одинаковый черный цвет, округлую форму, шероховатую поверхность и матовый блеск, совершенно непрозрачны, но легко отличаются по крупности зерен. Неоднократная проверка правильности определения минералов, проведенная с применением микрохимических реакций, подтвердила надежность этого метода.

Таким образом, при количественных минералогических анализах в хорошо гидравлически отсортированных природных пробах титаноносных песков, крупность зерен тяжелых минералов которых находится в пределах<sup>3</sup> 0,07—0,28 мм, разноразмерность зерен различных минералов оказывается существенным подспорьем в их диагностике.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гурвич С. И., Санданов И. Б., Столяров А. С., Янковский В. А. Некоторые особенности методики анализов проб при разведке титано-циркониевых россыпей Туганского типа. Бюл. НТИ, № 3. Госгеолтехиздат, 1960.
- Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. Изд. «Недра», 1964.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. Об учете относительного веса зерен при количественных минералогических анализах титано-циркониевых песков. «Геология россыпей». Изд. «Наука», 1965.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- Момджи Г. С. Титаноносные олигоценовые отложения Зауралья. Минеральное сырье, вып. 1, 1960.
- Пятнов В. И. Явления равнопадаемости в сарматских песках. Научн. тр. Гиредмета, т. X, с. 62. Металлургиздат, 1963.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, 1947.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 2. Изд. АН СССР, 1962.
- Rubey W. W. The size distribution of heavy mineral within a water-laid sandstone. J. Sed. Petr., v. 3, № 1, 1933

Институт минеральных ресурсов  
Симферополь

Дата поступления  
11.XI.1965

---

<sup>3</sup> Эти пределы характерны для минералов большинства прибрежных титаноносных россыпей.

## **КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

УДК 551.72(563.64)

### **ВОПРОСЫ ФОСФОРИТОНОСНОСТИ ДОКЕМБРИЯ В ЗАРУБЕЖНОЙ ЛИТЕРАТУРЕ**

**В. З. БЛИСКОВСКИЙ, Н. А. КРАСИЛЬНИКОВА**

Изучение фосфоритовости докембрийских отложений не только имеет практическое значение, но может быть чрезвычайно интересным и с теоретической точки зрения, поскольку позволит подойти к вопросу о связи седиментации фосфоритов с развитием органической жизни и с комплексом физико-географических условий докембрия вообще.

Ввиду несомненной важности и актуальности этого вопроса интересно рассмотреть воззрения зарубежных геологов на фосфатонакопление в докембрии.

Нигде за границей (кроме Китая) сколько-нибудь значительных месторождений фосфоритов докембрийского возраста пока не открыто, что, видимо, связано со слабой изученностью фосфатизации докембрийских отложений.

Однако отдельные сообщения о находках фосфоритов и фосфатизированных пород в отложениях докембрийского возраста встречаются в иностранных научных журналах еще с конца прошлого века. В последнее время написано несколько более крупных, обобщающих работ.

В 1963 г. известный шведский ученый П. Гейер (Geijer) опубликовал статью, посвященную докембрийскому геохимическому циклу фосфора и возможности формирования фосфоритных месторождений в эту эпоху.

Позиция автора по рассматриваемому вопросу видна из следующего высказывания: «В докембрии осадочные концентрации фосфора почти совершенно отсутствуют...» «Возможно, при тщательном изучении обширной литературы по геологии докембрия можно обнаружить лишь несколько их примеров. Сомнительно, однако, чтобы полученные результаты оправдали труд и время, потраченные на решение этой задачи» (стр. 166).

Подобная точка зрения, «довольно популярная среди европейских и американских геологов» (Davidson, 1963), не может быть принята в свете имеющихся данных. Ее опровергают прежде всего работы советских геологов (Бушинский, 1966; Гиммельфарб, 1962, 1965; Красильникова, 1958; Красильникова и др., 1961, 1965; Смирнов, 1955; Спандерашвили, 1962; и др.), доказавших интенсивное докембрийское фосфоритообразование на обширнейшей территории Азиатского материка. Результаты работ позволяют считать этот стратиграфический уровень одним из наиболее перспективных для поисков фосфоритов в некоторых районах Сибири.

Следует заметить, однако, что и зарубежные материалы по этому вопросу, несмотря на всю их неполноту и отрывочность, отнюдь не дают повода для пессимистических утверждений. В действительности примеры фосфатизации в докембрийских породах не так уж редки. Два из них, которые приводит в цитированной статье П. Гейер, относятся к докембрию Швеции.

В верхней части лептитовой формации Центральной Швеции залегают глинистые сланцы формации Гриффит, окрашенные в темный цвет небольшой примесью органического вещества. Абсолютный возраст толщи близок к 1800 млн. лет.

Для сланцев характерно наличие кварцевых стяжений (до 3 см в диаметре), которые на отдельных участках содержат агрегаты мелкозернистого апатита и графита. Эти стяжения, несомненно, были первоначально сформированы как фосфато-кремнистые конкреции и впоследствии метаморфизованы.

В Южной Швеции фосфоритные желваки отмечены в формации Визингзее, сложенной прибрежно-континентальными песчаниками с прослойками известняков. При определении абсолютного возраста по терригенным слюдам получена цифра в 1000 млн. лет, являющаяся, таким образом, его верхним пределом.

П. Гейер не приводит никаких характеристик желваков фосфоритов, ограничиваясь указанием на их полное сходство со стяжениями, часто встречающимися в палеозойских и мезозойских осадках.

Очень давно известны фосфоритовые желваки из торридонских слоев (рифей) Скотленда (Англия). Впервые они описаны в работе Пича и др. (Peach et al., 1907). С. Дауни (Downie, 1962) упоминает о наличии в разрезе области Олтби слоев фосфоритных желваков и глинистых сланцев с фосфоритовыми конкрециями. Споры из этих отложений сходны с комплексом докембрийских спор среднего рифея (каратавская серия) СССР.

В самое последнее время фосфориты открыты в нижнепротерозойских осадках Северной территории Австралии (район Рам Джангл). Сведений об этих месторождениях пока очень мало; установлено, что качество фосфоритных руд высокое благодаря вторичному обогащению древних фосфоритоносных пород в коре выветривания. Полагают, что эти месторождения могут оказаться весьма крупными (Min. a. Chem. Review, 1962; Phosph. a. potass, 1963).

Естественно, что фосфориты, заключенные в докембрийских толщах, значительно чаще подвергались интенсивному метаморфизму (региональному и контактовому), чем более молодые палеозойские и мезо-кайнозойские. Наложенные процессы затуманивают генезис породы и первоначальная природа ее может быть установлена лишь с большим трудом при тщательных минералого-геохимических исследованиях.

Так, М. С. Сахарова (1955), изучавшая докембрийские кварц-диопсидовые апатитовые породы Прибайкалья, доказал их происхождение в результате регионального метаморфизма бедных кремнисто-доломитовых фосфоритов и фосфатизированных пород.

Чехословацкий академик Ф. Славик (1936) описал сильно фосфатизированные железомарганцевые руды альгонского возраста в Железных горах и Восточной Чехии. Осадки докембрийского периода здесь были метаморфизированы, но «геологическое положение свидетельствует об осадочном происхождении рудных залежей» (стр. 247). «Присутствие апатита как главной составной части в контактово-измененной породе, — пишет далее Ф. Славик, — делает вероятной гипотезу, что до метаморфизма фосфор в этих осадках находился в форме какого-то коллоидального фосфата кальция» (стр. 249).

Не так очевидно и многими исследователями оспаривается первичноосадочный генезис апатитовых руд Квебека-Онтарио (Канада), открытых еще в 1829 г. Апатит здесь распространен по всему разрезу лаврентьевской серии докембрия, сложенной гнейсами, известняками и пироксеновыми породами. Обычно апатит выполняет трещины или изолированные жилки, но иногда концентрируется в пластах (Dawson, 1876). Дж. Даусон указывает также, что главнейшие апатитосодержащие пласты приурочены к определенным уровням нижнелаврентьевских отложений, причем жилкообразные апатитовые тела располагаются в тех же горизонтах.

Дж. Даусон пришел к выводу, что апатитовые месторождения представляют собой первичноосадочные залежи, при метаморфизме которых, сопровождавшемся перемещением фосфата, образовались апатитовые жилы.

Сходное мнение высказал и В. Дэвидсон (Davidson, 1892), полагавший, что кальциевые фосфаты более или менее равномерно осадились в лаврентьевском море, а при метаморфических процессах были перераспределены и раскристаллизованы.

В Северной (Кируна, Гелливар) и Центральной Швеции распространены апатитосодержащие железные руды, в которых апатит располагается струйками или прерывистыми полосками согласно границам рудного тела (Сердюченко, 1960).

Большинство шведских геологов считает их магматогенными образованиями. С. Ландергрэн (Landergrén, 1948, 1949), однако, доказывает, что апатитовые железные руды Центральной Швеции образовались при ультраметаморфизме осадочного материала, обогащенного железом в экзогенной и эндогенной фазах.

Тот же генезис С. Ландергрэн предложил и для Кируны и других апатитовых месторождений Северной Швеции, основываясь на их большом геохимическом сходстве с центральношведскими. По его мнению, морской осадочный материал, первично обогащенный железом, фосфором и ванадием, был включен в эндогенную фазу развития вместе с формированием там и снитов-порфиров. При этом образовались породы наиболее устойчивой в этих условиях магнетит-apatит-силкатной фации.

Интересно, что впервые эту точку зрения на происхождение шведских апатит-магнетитовых руд высказал в 1912 г. П. Н. Чирвинский; сейчас ее отстаивает в своих работах Д. П. Сердюченко (1960 и др.).

Докембрийские фосфориты широко развиты на территории КНР. В стратиграфии этого времени много неясных и спорных моментов, отчего и геологический возраст фосфоритоносных горизонтов недостаточно четко установлен (Региональная стратиграфия Китая, 1960). Здесь, однако, уверенно выделяются две эпохи фосфоритообразования — в нижнем (или среднем) протерозое и в верхнем синии (Гиммельфарб, 1962; Красильникова, 1958; Туан Чен-дин, 1958 и др.).

К протерозойской эпохе относятся метаморфизованные апатитовые породы месторождений Хайчжоу, Сяо-Гань и некоторых других, очень напоминающие метаморфические фосфориты Слюдянки.

Фосфориты синийского возраста развиты преимущественно в южных районах Китая, где в провинциях Гуйчжоу и Хубэй расположены наиболее крупные месторождения высококачественных фосфоритов оолитовозернистой структуры, имеющие большое промышленное значение.

Фосфоритные пласты на месторождениях Цзуньи и Кайян в провинции Гуйчжоу имеют мощность до 5—7 м при содержании  $P_2O_5$  30—32%.

По мнению Иех Льен-цзюня (1961), фосфоритовые месторождения Китая образовались в условиях прибрежной зоны полужамкнутых лагун.

В наш краткий обзор не включены опубликованные сравнительно недавно и широко известные сведения о докембрийских фосфоритах СССР (Гиммельфарб, 1959, 1965; Егорова, 1960; Красильникова и др., 1961, 1965; Смирнов, 1955; Фосфориты Западной Сибири, 1965). Однако и приведенные материалы свидетельствуют не только о принципиальной возможности фосфатоседиментации в докембрийское время, но показывают также, что фосфориты широко распространены в рифейских (синийских) отложениях, находятся также в протерозое, а метаморфические залежи их могут быть обнаружены в очень низких горизонтах докембрия.

Эту точку зрения разделяют сейчас некоторые западноевропейские геологи. Ч. Дэвидсон (1963) изложил ее в небольшой, но интересной статье, где, широко используя советскую литературу, опровергает рассмотренные теоретические построения П. Гейера. Не выдерживают критики и два следующих положения П. Гейера.

1. По его мнению, содержание фосфора в железных рудах различных стратиграфических подразделений подчиняется одной общей закономерности, неуклонно возрастающей от древних пород к более молодым. При этом всего беднее фосфором докембрийские железорудные образования; в послеальгонских рудах содержание этого элемента якобы на целый порядок выше.

2. Одной из характерных черт, определяющих поведение фосфора в докембрийскую эпоху, П. Гейер считает малые содержания этого элемента в докембрийских углистых сланцах.

Как показал в своей работе Ч. Дэвидсон, первое из этих утверждений не соответствует фактическим данным. По содержанию фосфора большинство итабиритов и железистых кварцитов докембрия Африки, Южной и Северной Америки и Индии вполне сравнимы со многими мезозойскими оолитовыми железняками. В схему П. Гейера совершенно не укладываются, например, сильнофосфористые железистые кварциты Кыюинуа, Миннесота (1,3%  $P_2O_5$ , абсолютный возраст более 1800 млн. лет) или, тем более, железистые кварциты Южной Тувы (Курочкин и др., 1959), содержащие до 5,5%  $P_2O_5$ . Кроме того, трудности, связанные с перераспределением фосфора в результате выветривания и метаморфизма, вообще оставляют мало возможностей для широких обобщений.

Что же касается бедности фосфором докембрийских углистых сланцев, то надо заметить, что повышенная фосфатизация углистых пород — явление нечастое. Можно с уверенностью утверждать, что в докембрийских отложениях оно, во всяком случае, несколько не реже, чем в остальных. Многие рифейские углистые сланцы юга Сибири содержат фосфора в 4—5 раз больше кларка, а в рифее Тувы Н. И. Юдиным (1965) был найден фосфорит чрезвычайно интересного генетического типа, содержащий 20,70%  $P_2O_5$  и 34,42% органического углерода.

П. Гейер в своей работе утверждает, что существует резкий перелом в геохимическом цикле фосфора между докембрийской и фанерозойской (последокембрийской) эпохами. Он связывает его с появлением в послерифейское время организмов с твердым фосфатным скелетом, считая их основными концентраторами фосфора.

Объективные данные свидетельствуют об отсутствии такого перелома в том смысле, как это понимает П. Гейер. В то же время вопросы генезиса докембрийских фосфоритов представляются чрезвычайно сложными. С одной стороны, роль организмов в их образовании вряд ли могла быть значительной. В архее, а также, очевидно, и в протерозое (до рифея) в основном существовали одноклеточные организмы, которые, как известно (Страхов, 1954), не концентрировали в своих скелетах фосфат из морской воды. И в более позднем докембрии (рифей, эокембрий) находки организмов с фосфатным скелетом очень редки и первичная (а не метасоматическая) природа фосфата, их слагающего, не всегда доказуема.

С другой стороны, согласно распространенному и хорошо аргументированному мнению большинства зарубежных (Ранкама, 1957; Руби, 1957 и др.) и советских (Виноградов, 1940 и др., Ронов, 1959; Страхов, 1949 и т. д.) исследователей, докембрийская атмосфера отличалась очень высоким содержанием углекислоты. Очевидно, хорошая растворимость фосфата кальция в углекислой среде препятствовала выпадению его в осадок в этих условиях.

Вряд ли, однако, можно согласиться с Ч. Дэвидсоном, который только на основании находок фосфоритов в докембрии считает, что состав атмосферы во всей геологической истории был неизменным, — слишком много объективных данных противоречит этому. Скорее следует допустить существование некоторых специфических черт в механизме формирования фосфоритных пород в докембрийское время, иными словами, *эволюцию процесса фосфоритообразования в истории Земли*.

Такое допущение вполне возможно; генетические типы фосфоритов весьма разнообразны, и вряд ли может существовать универсальная теория, в деталях объясняющая особенности образования каждого из них.

Таким образом, указанные выше два обстоятельства заставляют предполагать, что процесс формирования фосфоритов в докембрии происходил по какой-то иной по сравнению с другими периодами весьма своеобразной схеме. Схема эта могла реализовать-

ся и при отсутствии (или слабом развитии) организмов с твердым фосфатным скелетом и при общем высоком содержании углекислоты.

Общее количество фосфоритов, образовавшихся в докембрийское время, видимо, весьма значительно. В Азии, например, на докембрийские фосфориты приходится около 30% запасов этого полезного ископаемого.

Учитывая колоссальную продолжительность докембрийского этапа в истории Земли, нужно заметить, что частота встречаемости фосфоритов в этих отложениях еще относительно невелика. Но мы склонны объяснять это неполнотой геологических находок; разница будет, видимо, сглаживаться в результате дальнейших исследований.

Основываясь на результатах исследований докембрийских фосфоритов СССР (Красильникова и др., 1965 и др.) и изложенных литературных данных, можно сделать следующие выводы:

1. Докембрийские фосфориты распространены довольно широко по площади и по разрезу — в архее, протерозое и рифее (синии).

2. Среди докембрийских фосфоритов встречаются несколько генетических типов, часть из которых имеет литологические аналоги в более поздних периодах. Здесь известны конкреционные, оолитовозернистые, афанитовые, а также метаморфогенные фосфориты и фосфористые железные руды.

3. Обстановка образования фосфоритов в докембрии была резко отличной по сравнению с последующими геологическими эпохами. Ее характеризуют малая роль биогенного фактора в концентрации фосфора и высокое содержание углекислоты в атмосфере.

## ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. Изд. «Наука», 1966.

В сб. «Земная кора». Изд. иностр. лит., 1957.

Виноградов А. П. О причинах отсутствия известковых (из  $\text{CaCO}_3$ ) скелетов у докембрийских беспозвоночных. Докл. АН СССР, т. 27, № 3, 1940.

Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритных месторождений СССР. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.

Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритных месторождений СССР и КНР. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. Изд. АН СССР, 1962.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд. «Недра», 1965.

Егорова О. П. Генетические типы фосфоритов Западного Прибайкалья. Геология и геофизика, № 7, 1960.

Красильникова Н. А. Некоторые особенности условий геологического размещения фосфоритов Китая. Бюл. научно-техн. информ. МГ и ОН СССР, № 5 (17), 1958.

Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф., Гуревич Б. Г., Оболенская Г. А. Прогнозная оценка фосфоритности районов Сибири и Дальнего Востока. Сов. геология, № 9, 1961.

Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З., Шмелькова Ю. Ф., Оболенская Г. А. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1965.

Курочкин Г. Д., Ермаков В. К., Аронский С. Ш. Железистые кварциты Эринского района Тувинской автономной области. В сб. «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд. АН СССР, 1959.

Ранкама В. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы. В сб. «Земная кора». Изд. иностр. лит., 1957.

Региональная стратиграфия Китая. Изд. иностр. лит., 1960.

Ронов А. Б. К послекембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. Геохимия, № 5, 1959.

Руби В. В. Эволюция атмосферы и гидросферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. В сб. «Земная кора», Изд. иностр. лит., 1957.

Сахарова М. С. Метаморфические апатитоносные породы архея Южного Прибайкалья. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.

Сердюченко Д. П. Апатиты и апатитоносные породы в архейских толщах Алдана. В сб. «Железные руды Южной Якутии». Изд. АН СССР, 1960.

Славик Ф. К. Геохимии марганца и фосфора. В сб. «Академику Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности». Изд. АН СССР, т. 1, 1936.

Смирнов А. И. Докембрийские фосфориты Енисейского Кряжа. Тр. ГИГХС, вып. 2, 1955.

Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории. Сов. геология, № 5, 1962.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1949.

Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.

Туан Чен-дин. Фосфоритовые месторождения Китая. Доклад на I Всекитайском съезде геологов. Пекин, 1958.

Фосфориты Западной Сибири. «Матер-лы по геологии Зап. Сибири», № 65. Изд. «Недра», 1965.



- Юдин Н. И. Фосфоритовосность докембрийских отложений юго-восточной части Туркменской АССР. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965.
- Australia's first deposits of high-grade phosphate rock. Min. & Chem. Eng. Review, v. 54, N 8, 1962.
- Davidson C. F. Phosphate deposits of Precambrian age. Mining Magazine, v. 109, 1963.
- Davidson W. B. Notes of geological origin of phosphate of lime in the United States and Canada. Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1892.
- Dawson J. W. Note on phosphate of the Laurentian and Cambrian rocks of Canada. Quart. J. Geol. Soc. London, v. XXXII, pt. 3, N 127, 1876.
- Downie C. Proceed. of the Geol. Soc. of London, N 1600 (abstr.), 1962.
- Geijer P. Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation. Arkiv mineralogi och geol., B. 3, H. 2, N 9, 1963.
- Landergrén S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. Sver. geol. undersökn., Årsbok, ser. C., N 496, 1948.
- Landergrén S. Om apatitjärnmalmernas bildingsbetingelser. Geol. fören. i Stockholm förhändl., 71, N 2, 1949.
- Peach B. N. et al. The geological structure of the northwest Highlands of Scotland. Mem. Geol. Survey, 1907.
- World deliveries of phosphate rock... in 1962. Phosphorus and Potassium, N 5, 1963.
- Yeh Lien-tsun. Genesis of the Chinese phosphorite deposits. Sci. Sinica, v. X, N 2, 1961.

Государственный научно-исследовательский  
институт горнохимического сырья  
Люберцы

Дата поступления  
1.1.1966

УДК 551.217

## О ПУТЯХ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ТОНКИХ ФРАКЦИЙ ЗА СЧЕТ ПЕПЛОВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА:

В. П. ПЕТРОВ

Проблема генезиса бентонитовых глин, образующихся за счет вулканического стекла, интенсивно изучается у нас и за рубежом. Существует огромная литература, рассматривающая этот процесс с той или иной стороны. Достаточно вспомнить посвященные этой проблеме работы А. Е. Ферсмана (1919), А. А. Твалчрелидзе и С. С. Филатова (1941), ставшие классическими, и более новые, выполненные с применением ряда современных методик (Белянкин и Петров, 1950; Мачабели, 1959; Мерабишвили, 1962; Тесленко, 1963; Овчаренко, 1958 и др.). чтобы видеть большой интерес к этой народнохозяйственной проблеме. Несмотря на это, однако, до сих пор многие стороны очень важного процесса перерождения вулканического стекла в глину еще не ясны. Поэтому следует приветствовать появление работы, которая может пролить свет на детали этого процесса.

Такой новой работой является статья А. Л. Юревича и А. Л. Соколовой, посвященная рентгеновскому изучению тонких фракций разложенных вулканических пеплов Прибалханья. Детально изучив собранные материалы, авторы получили при помощи примененной методики ряд довольно интересных и новых результатов, которые, конечно, будут в дальнейшем цитироваться и широко обсуждаться. Однако вместе с тем авторы допустили ряд ошибок, которые могут исказить общую картину и привести читателя к большим трудностям, а именно:

1. Авторы полностью игнорировали петрографическое изучение пеплов и в результате этого читатель не имеет представления о первичном материале, давшем начало бентониту. Вывод о полной первоначальной однородности пеплов опровергается имеющимися материалами.

2. Авторы не использовали современной литературы, посвященной генезису бентонитовых глин. Все их выводы делаются без учета существующих в литературе взглядов.

3. Некоторые выводы, принятые в тексте с рядом оговорок, в итоге статьи выражены без них, что конечно, искажает мысль и дезориентирует читателя.

Так как в целом работа все же интересна и содержательна, мы считаем полезным остановиться на некоторых материалах, иллюстрирующих высказанные нами выше положения.

Объектом исследования авторам послужили пепловые туфы, залегающие в основании акчагыльских отложений Прибалханского района (п-ов Челекен, Монжуклы,

<sup>1</sup> По поводу статьи А. Л. Юревича и А. Л. Соколовой «Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района юго-западной Туркмении». «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1965 г.

Боя-даг и Сырталанлы), а также подобные пеплы из основания нижнеапшеронских отложений п-ова Челекен.

Указывается на различие в крупности пеплов; грубозернистые разности тяготеют, по авторам, к западным площадям, а более тонкозернистые — к восточным. Все собранные пепловые туфы были разбиты авторами на четыре группы по степени их изменения; первая — наименее измененная, а последующие — богаче новообразований. Каждая из этих групп описывается самостоятельно. Причем изучалась преимущественно мелкая фракция, специально выделенная из пород.

Петрографического описания пород в шлифах не дается, описание литологии туфов в порошке весьма примитивно. В этом мы видим один из основных недостатков работы. При интерпретации результатов (стр. 42) авторы обращаются к гипотезе эоловой дифференциации пепла: петрографические же данные могли бы указать на его масштабы и характер. О том, что эта дифференциация имела место, говорит упомянутое выше разделение тепла по крупности, однако не ясно, как она выражена. Авторы не приводят даже гранулометрического состава и распределения минералов по фациям, не ясно, каков состав полевых шпатов в этих пеплах, о полевых шпатах написано совершенно непонятная фраза (стр. 35). Цитирую ее полностью: «Основная часть полевых шпатов представлена плагиоклазами от альбита до лабрадора и битовнита. Кроме того, в незначительном количестве присутствуют калиевые разности: ортоклаз, анортотлаз, сангидин».

Разберем высказанное положение подробнее. Так как в пеплах сохранилось свежее вулканическое стекло, то тем более не следует ожидать никаких вторичных изменений в полевых шпатах, всегда более устойчивых, чем стекло. Первичность же полевых шпатов позволяет по их типу судить о давней им начало эффузивной породе. Перечисленные выше полевые шпаты совместно ни в одной магматической породе встречаться не могут. Возникает вопрос, каков был тогда состав эффузивов, давших начало этим пеплам? В дацитовых и липаритовых туфах должны были бы встречаться только кислые полевые шпаты; в базальтовых туфах — только основные (наиболее часто лабрадор). Если действительно, в изученных породах имелся бы битовнит, то следовало бы предположить присутствие здесь туфов исключительно основных пород (базанитов?); битовниты маловероятны даже в базальтах. Одновременно извергаться все это не может. Нет ли здесь ошибок определения или, может быть, имеет место определенная последовательность залегания?

Еще более удивительно указание на одновременное присутствие ортоклаза и сангидина; различия между этими минералами являются различиями их упорядоченности, что может возникать только в результате глубоких различий в условиях существования пород; молодые неизменные эффузивы содержат, как правило, только неупорядоченные минералы типа сангидина.

И уже совершенно не сопоставляется с цитированным материалом преломляющая фраза работы (последние две строки, стр. 34): «Показатель преломления неразложившего стекла во всех случаях равен  $1,499 \pm 0,002$ ». Показатель преломления стекла является весьма чувствительной константой, резко отзывавшейся на изменения его состава или степени гидратации. Приведенное светопреломление отвечает липаритовому, очень кислому и свежему стеклу. Базальтовые стекла должны были бы дать значительно более высокие светопреломления. Равным образом, изменение степени гидратации, что совершенно неизбежно в стекловатых туфах, должно было бы дать колебания светопреломления даже в стеклах, имеющих совершенно одинаковый состав.

Следует указать, что химические анализы туфов, приведенные на стр. 36, говорят о резком различии составов измененных пород, причем можно даже думать, что степень изменения как-то связана с основностью пород. Свежие породы — более кислые, чем породы, претерпевшие изменение, хотя в этом нет никакой уверенности; в процессе монтмориллонитизации пепла может происходить химическое изменение. Это как раз то, что нужно было проследить авторам и это можно было бы сделать, конечно, если бы было проведено петрографическое изучение вещества пеплов. К сожалению, этого не сделано, а поэтому следует признать неосновательным главное положение авторов (стр. 35), что крупные фракции всех исследованных пепловых туфов «сложены одними и теми же разновидностями, что свидетельствует о единстве вулканических очагов, поставивших в верхнеплиоценовое время пепловой материал», а это в свою очередь делает беспочвенными все выводы, основанные на сопоставлении результатов изменения различных пеплов.

Отказавшись от изучения шлифов, авторы потеряли важнейшую возможность их исследования — возможность судить о локализации участков изменения и природе этих изменений. Мы сейчас довольно хорошо знаем о существовании двух типов изменения вулканического стекла: во-первых, в результате воздействия воды того водоема, в который попадал вулканический пепел и, во-вторых, под действием грунтовых, иногда термальных вод в уже сформированных осадках. В первом случае, если стекло пепловых частиц неполностью перешло в новообразования, эти последние должны располагаться по периферии частиц, а во-вторых — частицы, расположенные в районе особенно интенсивного изменения, должны быть замещены целиком (все стекло), а на удалении оставаться свежими. Ряд минералов (например, цеолиты, которые здесь весьма вероятны, или кристобаллит, который также в этих условиях очень обычен) в шлифах определяется в скоплениях гораздо легче, чем в перемешанных порошках рентгеновским методом.

Определение природы глинистых минералов рентгеновским методом является основной работы и не вызывает никаких возражений. Именно эти материалы заслуживают наибольшего внимания, и по отношению к ним необходимо провести дальнейшие исследования, выявить топографию размещения тех различных глинистых минералов, которые были обнаружены авторами.

Кроме хорошо диагностированных слюдястых минералов, описанных в пеплах, встречается в них также ряд других минералов, которые на этот раз определены гораздо хуже. Авторы четко представляют себе, что имеющиеся здесь материалы весьма неопределенны. Приведем несколько относящихся сюда цитат.

На стр. 39 сказано, что «Слабые рефлексы с  $d=2,077-2,047$  Å и  $1,603-1,1596$  Å, возможно, указывают на небольшое количество корунда». На стр. 41 и 42 также говорится о присутствии «возможно, корунда».

На стр. 35 при описании слабоизмененных пеплов на основании электронномикроскопических снимков авторы отмечают: «...остроугольные частицы с четкими контурами, по-видимому, вулканического стекла и комковатой округлой формы, свойственные, согласно Гриму, аллофану. Кроме того, присутствуют полупрозрачные пластины с довольно ровными четкими границами. Не исключено, что они являются гидроокислами алюминия».

Сами по себе эти цитаты в той форме, в которой они высказаны, не вызывают особых возражений, хотя, конечно, оснований для приведенной диагностики у авторов очень мало, а все три минерала — корунд, аллофан и гидроокислы алюминия — ранее не встречались среди продуктов монтмориллонитизации вулканического стекла; мало вероятны они здесь и теоретически. Однако можно решительно возражать против того, что в дальнейшем эти весьма предположительные высказывания, принимались как доказанное и использовались в выводах. На стр. 44, в таблице 6, и аллофан, и гидроокислы глинозема названы как доказанные минералы, а на стр. 45 авторы считают образование этих минералов важнейшим этапом перерождения вулканического стекла. «Гидроокислы Al в процессе дальнейшего преобразования вулканического стекла обогащались поступающим из него кремнеземом и превращались в аллофан» и далее на стр. 52 уже определенно, без всяких оговорок, заключают: «Последовательность выделения стадийных минералов следующая: гидроокислы Al — аллофан-бескальцевый 10 Å минерал — бейделлит-монтмориллонит».

В качестве второго примера, в котором авторы предположения, высказанные сначала условно, принимают в дальнейшем за доказанные, можно указать их суждения о роли магния в процессе изменения пепла. Не имея необходимых петрографических данных о природе туфов и их составе, авторы тем не менее принимают их идентичность, а различия связывают с эоловой дифференциацией пепла в процессе его выпадения. Высказывания авторов на этот счет на стр. 42—43, весьма неопределенны и условны: «В процессе эоловой дифференциации в верхнеплиоценовое время, вероятно, происходило обогащение пеплового материала вулканическим стеклом, с которым, по-видимому, был связан магний». Все это вполне изучаемо, но в таком виде неправильно. В липаритовых туфах накопления магния в стекле нет, а в базальтовых более вероятно обогащение магнием наиболее тяжелых минеральных фаций, в которых будут концентрироваться вкрапленники оливина, роговой обманки, пироксена и т. д. относительно гораздо более богатых магнием, чем стекло. Во всяком случае подобной весьма условной фразой нельзя оправдать положения, высказанного в заключении (стр. 52), где говорится: «Интенсивность превращения вулканического стекла в монтмориллонит находится в прямой зависимости от содержания в пепловом материале магния».

В тексте статьи, кроме того, есть ряд очень неудачных выражений. Например, «в пепловых туфах III группы среди роговых обманок и пироксенов часто присутствуют зерна с зубчатыми ограничениями, возникшими в результате *внутрислойного растворения*». Что такое «внутрислойное растворение»? Ни пироксен, ни роговая обманка не являются слоистыми минералами.

Указание на эпидот и цоизит (стр. 43) противоречит высказыванию на стр. 44, где говорится, что в этих туфах минералы из вмещающих пород не были встречены. Эпидот и цоизит никогда в свежих, молодых эффузивных породах не встречаются; или здесь ошибка определения, или это «минералы вмещающих пород».

Посмотрим теперь, как же обычно происходит перерождение вулканического стекла. Вопреки представлениям авторов рецензируемой статьи, на этот счет сейчас уже имеется довольно много материала, правда, эти данные относятся к другим районам СССР.

Интересной особенностью вулканического стекла является его способность к гидратации, и, видимо, всякое разрушение стекла начинается с вхождения в него больших количеств воды. При этом резко увеличивается светопреломление стекла и увеличивается объем; количество вторичной воды в стекле может достигать до 10—12% (процесс гидратации воспроизводится лабораторно).

Дальнейшие изменения гидратированного стекла представляют собой переход его в монтмориллонит. Вопрос этот с общегеологической точки зрения рассмотрен Уивером (1962), а В. В. Наседкину (1963) удалось наблюдать этот переход под электронным микроскопом. На приведенной им фотографии видно, что в толще стекла при этом возникают беспорядочно расположенные, прогрессивно растущие (хорошо образован-

ные) кристаллики монтмориллонита. Видимо, в этом беспорядочном расположении кристаллов монтмориллонита и может найти себе объяснение «правило Уивера», говорящее о большей легкости перехода в слюду под действием щелочей монтмориллонита, образованного за счет слюды по сравнению с монтмориллонитом, возникшим из вулканического стекла.

Весьма характерно, что в стекле, изученном Наседкиным, никаких других минералов, кроме монтмориллонита, не видно. Стекло переходит в монтмориллонит непосредственно, без появления промежуточных продуктов разложения.

Целесообразно теперь посмотреть, что же нового в эту довольно стройную общую схему монтмориллонитизации внесла работа А. Л. Юревича и А. Л. Соколовой? Надо сказать довольно много. Им удалось показать, что вместо одного монтмориллонитового минерала, в процессе изменения стекла может образоваться целый комплекс слоистых минералов, среди которых могут быть обнаружены еще минерал 7 А и минерал 10 А, а также группа смешаннослойных построек. Теперь необходимо понять причину их появления и место каждого минерала в общей схеме перерождения сложного пеплового вещества. Необходимо выяснить, сказывается ли в этом различии первоначальный состав стекол или различный путь перерождения отдельных компонентов, составляющих пепел, или, наконец, в пепловом материале встречается примесь постороннего, не пеплового вещества. Это, очевидно, задача будущего. Примененная авторами рецензируемой статьи методика не позволяет решить эти важнейшие задачи, но сама возможность поставить эту задачу является большим достижением работы.

В заключение нам хотелось бы еще раз подчеркнуть, что мы совсем не хотели отрицать значение исследования Юревича и Соколовой. Наоборот, мы выше везде подчеркивали достижения этих авторов, но все же на этом примере нам хотелось бы указать, что, увлекаясь новыми методиками исследования, не следует забывать о существовании старых, которые, несмотря на свою «устарелость», все же очень полезны для петрографических и литологических исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрографический состав и происхождение аска-  
нских глин. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1950.  
Бентонитовые глины Украины. Сб. под ред. Ф. Д. Овчаренко. Изд. АН УССР; I — 1955;  
II — 1958; III — 1959.  
Бентониты Узбекистана. Изд. АН УзССР, 1963.  
Мацабели Г. А. Бентонитовые глины Ахалцхской депрессии. «Геол. сб.». Госгеол-  
техиздат, № 1, 1959.  
Мерабишвили М. С. Бентонитовые глины. Госгеолтехиздат, 1962.  
Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис  
и изменения. Тр. ИГЕМ, вып. 98. Изд. АН СССР, 1963.  
Овчаренко Ф. Д., Кириченко Н. Г., Коваленко Д. Н., Растренко А. И.  
Украинские бентониты. Изд. АН УССР, 1958.  
Твалчхелидзе А. А., Филатов С. С. Глины отбеливающие. В сб. «Неметалли-  
ческие ископаемые СССР», т. 4. Изд. АН СССР, 1941.  
Тесленко Г. И. Азкамарское месторождение бентонита. В сб. «Бентониты Узбеки-  
стана». Изд. АН УзССР, 1963.  
Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими гли-  
нистыми минералами. В сб. «Вопросы минералогии глин». Изд. иностр. лит., 1962.  
Ферсман А. Е. Русские месторождения сукновальных глин и близких к ним веществ.  
Изд. КЕПС АН СССР, 1919.  
Эфендиев Г. Х. Бентонитовые глины (Гиляби) Азербайджана. Изд. АН АзССР,  
1951.

Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Москва

Дата поступления  
18.II.1966

УДК 551.217

## К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛОВ ТОНКИХ ФРАКЦИЙ ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ

**А. Л. ЮРЕВИЧ, А. Л. СОКОЛОВА**

В своей статье В. П. Петров (1966) останавливается на ошибках, допущенных, по его мнению, в опубликованной нами работе (Юревич и Соколова, 1965). По ряду высказанных замечаний мы считаем необходимым сделать разъяснения.

Основным недостатком нашей работы, по мнению В. П. Петрова, является то, что мы игнорировали петрографическое изучение пепловых туфов. Действительно, петрографическое изучение этих пород проведено нами в ограниченном объеме. В значительной степени это объясняется тем, что изготовить шлифы из рыхлых пепловых туфов I и II групп, а также некоторых туфов III группы было очень трудно. В туфах

IV группы и некоторых III группы пепловый материал уже настолько переработан в глину, что их изучение в шлифах мало, что дало бы для выяснения путей перехода вулканического стекла в глинистые минералы. Тем не менее мы согласны с В. П. Петровым, что при изучении этого процесса петрографическим исследованиям должно уделяться больше внимания, что мы и намерены сделать в дальнейшем.

Минеральный состав крупных фракций пепловых туфов изучен одним из авторов вполне детально с применением точных методов оптических исследований. Однако наша статья была посвящена минералогии тонких фракций пепловых туфов. Ввиду обилия материала ее объем получился очень большим, причем мы даже не смогли привести результатов всех исследований. Так, нами помещены результаты рентгеновских анализов тонких фракций пепловых туфов только по одному образцу для I, II и III групп, а рентгеновскую характеристику IV группы мы вынуждены были ограничить только описанием без приведения соответствующей таблицы. Мы также не смогли привести электронномикроскопические фотографии, кривые термического анализа и данные некоторых других исследований. Обилие материала и заставило нас сократить до минимума характеристику крупных фракций. Подробные данные о минералогии всех фракций пепловых туфов (в том числе и о внутрислойном растворении<sup>1</sup> роговых обманок и пироксенов) приведены в работе А. Л. Юревича (1966), поэтому приводить их здесь мы считаем нецелесообразным.

Присутствие в пепловых туфах широкой гаммы полевых шпатов, определенных нами на федоровском столике по методу В. Д. Шутова (1956), возможно, объясняется следующим. Во-первых, в процессе выбросов могло происходить дробление и захват пород, слагающих стенки канала вулкана, и в пепел в этом случае попадали минералы, не характерные для извергаемой лавы. Во-вторых, в верхнеплиоценовое время на Кавказе или Эльбурсе могли действовать несколько вулканических очагов, выбрасывавших пеплы разного состава. Как показал Макдоналд (Macdonald, 1949), на Гавайских о-вах даже из близко расположенных кратеров, связанных с разными уровнями одного и того же магматического очага, в результате проявления кристаллизационной дифференциации, одновременно изливались базальты, андезиты и трахиты. Эти факты свидетельствуют о том, что вулканический пепел по своему минеральному составу может отличаться от лавы какого-либо одного очага.

Одинаковый состав терригенных минералов крупных фракций пепловых туфов, приуроченность их прослоек в акчагыльских отложениях к одному горизонту, их стратиграфическое расположение (например, расстояние между пунктами залегания туфов III и IV групп всего 30 км) — все это и позволило нам сделать вывод о единстве вулканических очагов, представлявших в верхнеплиоценовое время пепловый материал в Прибалханский участок акчагыльского и апшеронского морей. Однако мы нигде не утверждали полную первоначальную однородность осаждавшихся пеплов, как об этом пишет В. П. Петров. Наоборот, мы считали и считаем, что в результате проявления эоловой дифференциации происходило изменение состава выпадавшего пепла.

Мы не согласны с В. П. Петровым в оценке роли современных методов физических исследований, в частности рентгеновского анализа при изучении процессов минералообразования. Поляризационный микроскоп часто не в состоянии дать необходимые сведения о некоторых деталях переходов одних минералов в другие, хотя бы потому, что его разрешающая способность не всегда позволяет фиксировать возникающие при этом фазы. Примером может служить работа А. Г. Косовской, В. А. Дрица и В. А. Александровой (1963), которые показали, что в достаточно свежем биотите, имеющем сильное дупреломление и плеохроизирующем от темно- до светло-коричневого цвета, рентгеновский анализ указывает на присутствие, наряду с биотитом, значительного количества самостоятельной фазы хлорита. Приводимые В. В. Наседкиным (1963) рентгеновские данные показывают, что в монтмориллоните, образовавшемся по вулканическому стеклу, почти постоянно присутствует 10 и 7 Å фазы, тогда как оптически наличие этих компонентов в том же монтмориллоните им не установлено. Поэтому при изучении фаз, возникающих при переходе одного минерала в другой, предпочтительно должно быть отдано современным физическим методам, позволяющим отмечать тонкие структурные изменения, конечно, в сочетании с микроскопическими наблюдениями.

Наконец, несколько слов о стадийности образования глинистых минералов из стекла пеплов, в частности, об аллофановой стадии. В настоящее время она установлена многими исследователями (Fieldes, 1955; Aomine, Wada, 1962; Alonso, Besoain, Catalina, 1963) как стадия, предшествующая формированию слоистых силикатов из вулканического стекла. С помощью электронного микроскопа ими установлено, что возникающий при таком процессе аллофан формирует округлые комковатые частицы. Эти данные позволили нам интерпретировать округлые комковатые частицы, наблюдаемые на электронномикроскопических снимках пепловых туфов I группы, как аллофан и поместить его в ряд стадийных минералов, возникающих при преобразовании вулканического стекла в монтмориллонит.

<sup>1</sup> Термин «внутрислойное растворение» (intrastratal solution) предложен Петтиджоном (Pettijohn, 1959) для обозначения процесса растворения терригенных зерен в диагенезе и эпигенезе уже в слое осадка или породы. Этот термин хорошо известен литологам и минералам-литологам и вряд ли требует пояснений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. Литол. и полез. ископ., № 2, 1963.
- Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 98, 1963.
- Петров В. П. О путях и последовательности формирования минералов тонких фракций. Литол. и полез. ископ., № 1, 1967.
- Шутов В. Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах. «Вопр. минералог. осад. образований», кн. 3-4, Львов, 1956.
- Юревич А. Л. Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района юго-западной Туркмении. Тр. ГИН АН СССР, вып. 164, 1966.
- Юревич А. Л., Соколова А. Л. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района юго-западной Туркмении. Литол. и полез. ископ., № 6, 1965.
- Alonso J., Besoain E., Calatana F. Observations de microscopie e'lectronique en argiles volcaniques de Chili et allophanes de la Nouvelle Zelande. Intern. clay conf., v. 14, Pergamon press, 1963.
- Amonie S., Wada K. Differential veathering of volcanic ash and pumice, resulting in formation of hydrated halloysite Amer. Mineral., v. 47, N 9/10, 1962.
- Fieldes M. Clay mineralogy of New Zealand soils. N. Z. Sci. and Technol., v. 37, N 3, 1955.
- Macdonald G. A. Hawaiian petrographic province. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 60, N 10, 1949.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. J., 1959.

Геологический институт  
Академии наук СССР  
Москва

Дата поступления  
18.II.1966

УДК 552.6 : 551.781.53 (574.12)

### О ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА<sup>1</sup>

А. А. ШАРКОВ

Толща майкопских отложений Мангышлака, представляющая собой довольно сложный и ранее недостаточно исследованный объект, в последнее десятилетие была в значительной степени расшифрована и расчленена на ряд свит местного значения (Столяров, 1958; Мерклин и др. 1960), часть которых в дальнейшем подверглась детальному изучению и подразделению на более мелкие стратиграфические единицы (Шарков, 1963).

Стратиграфическое разделение относительно монотонной и сравнительно бедной фаунистическими остатками толщи глин дало возможность исследователям выяснить основные закономерности распределения и условия образования майкопских отложений Мангышлака и заключенных в них месторождений полезных ископаемых (марганца, фосфора, бентонитовых глин и др.).

Многочисленные статьи, опубликованные ранее в периодической печати, ознакомили широкий круг специалистов с литологией и стратиграфией майкопской толщи Мангышлака, а также с особенностями ее фациального строения. Вполне естественно, что исследователи, занимающиеся изучением майкопских отложений Мангышлака, вправе ожидать появления в печати статей с новым материалом, в котором также учитывались бы и ранее опубликованные данные по рассматриваемым вопросам.

Однако в статье М. М. Мстиславского и др. (Литология и полезные ископаемые. № 4, 1966), авторы не только не считают с ранее опубликованными материалами и представлениями о строении отдельных частей разреза майкопской толщи глин, составленных на основе детальных исследований (Шарков, 1963), но более того, они без каких-либо оснований отрицают некоторые из них.

В указанной статье, посвященной майкопским отложениям Южного Мангышлака, приводятся очень краткие и недостаточные сведения о составе глинистого вещества, литологическим особенностям и литолого-стратиграфическому расчленению мощной толщи глин.

<sup>1</sup> По поводу статьи М. М. Мстиславского, А. С. Столярова, Е. С. Тихомировой.

Так, при знакомстве с фактическим материалом, приведенным в статье, прежде всего обращает на себя внимание то, что представленные довольно ограниченные данные лабораторных исследований глинистого вещества не привязаны к разрезу и могут в какой-то степени характеризовать только нижнюю часть толщи майкопских отложений. Что же касается верхней, наиболее сложно построенной части (рыбная подсвита), то для ее характеристики авторы приводят лишь общие и весьма неполные сведения, по которым непосвященным в детали специалистам почти невозможно

составить правильное представление о литологических особенностях и деталях ее строения.

Рассматривая вопросы стратиграфического расчленения сравнительно однородной толщи майкопских отложений, авторы справедливо подчеркивают, что внутри карагинской свиты ими был выделен и прослежен маркирующий горизонт известковых глин, составляющий подошву рыбной подсвиты. Они также признают, что в разрезе рыбной подсвиты выделяется ряд характерных пачек, являющихся местными более дробными литолого-стратиграфическими подразделениями и промежуточными маркирующими единицами.

Но, как известно, эти характерные пачки были впервые выделены нами и подробная характеристика их приведена в опубликованной статье (Шарков, 1963).

Однако М. М. Мстиславский и др. (1966) пытаются поставить под сомнение этот факт и в сноске по поводу нашей статьи пишут, что «...в ней не

отвечает действительности высказывание автора о том, что им разработана детальная стратиграфия рыбной подсвиты, подразделенной якобы на пять пачек» (стр. 45.).

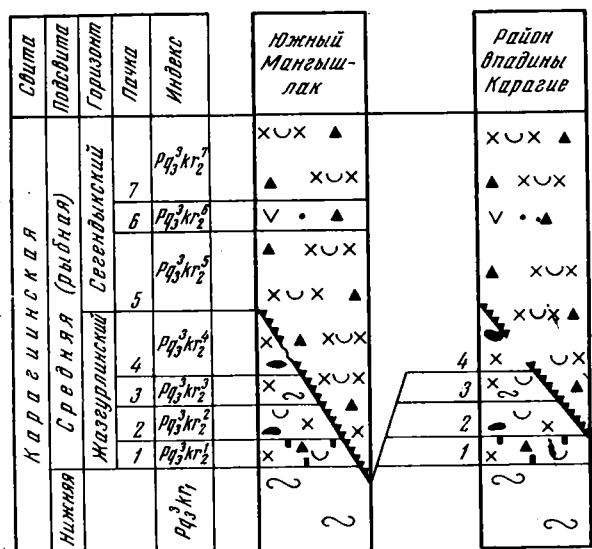
В связи с этим следует еще раз отметить, что на основе детального изучения литологического состава, очень тщательного анализа литогенетических признаков и прослеживания их на обширной территории Южного Мангышлака нам удалось установить наличие внутриформационного размыва в отложениях рыбной подсвиты, который подчеркивается на значительной площади прослоем тонкодисперсного пирита (второй сульфидный прослой). По этой линии размыва глинистая толща рыбной подсвиты была впервые разделена нами на два горизонта, резко отличающихся по своему составу, строению, текстуре, распределению и характеру органических остатков. В каждом горизонте по комплексу литологических признаков были выделены характерные пачки (Шарков, 1963), в число которых вошли известковые глины, отмеченные ранее авторами (Мстиславский, Столяров, 1960).

Необходимо подчеркнуть, что до 1963 г. М. М. Мстиславский и др. нигде не приводили такой детальной, как наша, стратиграфической схемы рыбной подсвиты для обширной территории Южного Мангышлака, а в настоящее время они предлагают более грубое подразделение рыбной подсвиты на 4 пачки для довольно ограниченной площади Южного Мангышлака (район впадины Карагие). Соотношение этих схем показано на фиг. 1. Следует пояснить, что подразделение нижней части разреза рыбной подсвиты (Шарков, 1963) полностью сохранено, а верхняя часть в дальнейшем была расчленена на относительно дробные стратиграфические единицы.

Прежде чем рассмотреть схему подразделения рыбной подсвиты М. М. Мстиславского и др. (1966), остановимся на тех литологических особенностях и признаках, которые были положены нами в основу детального расчленения этих отложений на обширной территории Южного Мангышлака (Шарков, 1963).

Как уже отмечалось, рыбная подсвита разделяется внутриформационным перерывом на два горизонта, получивших в дальнейшем наименования жазгурлинского и сегендынского по одноименной впадине Жазгурлы и населенному пункту Сегенды, в районе которых эти отложения имеют наиболее полные разрезы.

По комплексу литологических признаков отложения жазгурлинского (нижнего) горизонта подразделяются на четыре, а сегендынского (верхнего) на три пачки. Первая снизу карбонатная пачка, или, по названию М. М. Мстиславского и др. (1960),



по А.А. Шаркову (1963-1964 г.г.)

по М.М. Мстиславскому  
и др. (1966 г.)

Фиг. 1. Сопоставление стратиграфических схем рыбной подсвиты верхнего олигоцена

Условн. обозн. см. на фиг. 2

пласт или горизонт известковых глин (Мстиславский и др., 1966) выделяется по сочетанию следующих основных признаков: известковый состав, темная окраска, дисперсный характер сульфидной минерализации, микрослоистая текстура, равномерное распределение чешуек органического вещества и наличие мелких рассеянных остатков рыб.

Залегающая выше по разрезу нижняя пачка переслаивания представлена многократно чередующимися прослоями неизвестковых темно-серых и серых глин. Она выделяется на основе сочетания уже отмеченных признаков (за исключением известковистости), присущих темным глинам всех пачек жазгурлинского горизонта и ряда геодуших литологических признаков, характерных только для серых глин нижней и верхней пачек переслаивания. К последним в первую очередь следует отнести более светлую окраску, неяснослоистую текстуру, пятнообразную форму выделений сульфидов железа, неравномерное распределение довольно редких чешуек органического вещества и мелких остатков рыб.

Следующая, наиболее резко выделяющаяся в разрезе жазгурлинского горизонта, средняя пачка переслаивания характеризуется чередованием прослоев светло-серых (белесых) и темно-серых глин. Главной литологической особенностью этой пачки является многократное переслаивание глин с резко различными литологическими признаками. Белесые (с голубоватым оттенком) глины контрастно выделяются на фоне темно-серых из-за очень светлой окраски, неслоистой массивной текстуры, локального характера сульфидной минерализации (по ходам илюедов), полного отсутствия остатков рыб и чешуек органического вещества.

Разрез жазгурлинского горизонта завершает верхняя пачка переслаивания, представленная чередованием прослоев темно-серых и серых глин. Она выделяется по сочетанию тех же признаков, что и нижняя. Комплексное изучение глинистого вещества показало, что отложения всех пачек жазгурлинского горизонта имеют идентичный гидрослюдистый состав с небольшой примесью каолинита (до 10%).

Таким образом, для отложений жазгурлинского горизонта наиболее характерны следующие литологические особенности: 1) ориентально однородный состав глин (гидрослюда с примесью каолинита до 10%); 2) ритмичное строение, обусловленное многократно повторяющейся сменой различных генетических типов глин; 3) присутствие в глинах только мелких, рассеянных остатков рыб, не образующих скоплений; 4) наличие определенных сочетаний признаков, указывающих на периодическое изменение геохимической обстановки и условий осадконакопления.

Отложения сегендыкского горизонта, ранее выделявшиеся под наименованием собственно рыбной пачки (Шарков, 1963), в процессе дальнейших исследований были подразделены нами на три пачки. Первая — нижняя рыбная пачка, названная так по обилию встречающихся в ней остатков рыб, залегающая несогласно на подстилающих отложениях жазгурлинского горизонта, нижней подсыты и кенджалинской свиты. В ее основании в северо-западной части Южного Мангышлака обычно присутствует прослой тонкодисперсного пирита (сульфидный прослой), мощность которого изменяется от первых сантиметров до 25—30 см.

Нижняя рыбная пачка выделяется по комплексу таких литологических признаков, как гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глинистого вещества, темно-зеленая окраска, микроштриховатая текстура, дисперсный характер сульфидной минерализации, обилие чешуек органического вещества и рассеянных остатков рыб, наличие довольно частых скоплений и прослоев костного детрита рыб, присутствие отдельных частей скелетов рыб, целых скелетов китообразных животных и обугленных стволов деревьев.

Следующая выделенная в разрезе сегендыкского горизонта пачка глин с водорослевыми остатками отличается от вмещающих отложений существенно гидрослюдистым составом с незначительной примесью каолинита (3—5%), светлой окраской, которая определяется низким содержанием в этих глинах рассеянного тонкодисперсного пирита (до 3,5%) и отсутствием чешуйчатого органического вещества, слоистой текстурой, обусловленной скоплениями пылеватого алевролита и водорослевидных остатков на плоскостях наслоения.

Разрез сегендыкского горизонта заканчивается отложениями верхней рыбной пачки, которые по своему составу и строению имеют большое сходство с осадками нижней рыбной пачки. Различие между ними заключается только в том, что в отложениях верхней пачки наряду с рассеянными остатками рыб встречаются лишь небольшие скопления относительно мелкого (до 1 см) костного детрита рыб.

Итак, для отложений сегендыкского горизонта характерными литологическими особенностями являются: 1) смешанный минеральный состав глин (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит); 2) обилие остатков рыб, образующих скопления и прослой, 3) присутствие в глинах отдельных крупных частей скелетов рыб, целых скелетов морских животных, обугленных обломков и стволов деревьев; 4) наличие сочетания признаков, указывающих на формирование этих осадков в обстановке сероводородного заражения придонных вод.

Приведенная выше последовательность выделенных элементов разреза рыбной подсыты с характерными для каждого из них сочетаниями литологических признаков прослеживается почти во всех опорных разрезах и от скважины к скважине на большей части территории Южного Мангышлака, что и дало нам основание произвести



детальное подразделение этих отложений на семь достаточно выдержанных пачек, протягивающихся на десятки и сотни километров.

Теперь рассмотрим, на какой принципиальной основе М. М. Мстиславский и др. расчленяют рыбную подсвиту на 4 пачки и насколько их схема согласуется с установленными для каждого элемента разреза сочетаниями признаков.

Выделенный ими первый (снизу) маркирующий горизонт известковых глин был принят нами и назван пачкой. Следующие два подразделения, т. е. пачка сравнительно однородных глин и пачка переслаивания, являются аналогами выделенных и описанных нами ранее нижней и средней пачек переслаивания (Шарков, 1963). Что касается четвертой, так называемой «пачки сложного строения», то выделение ее в том виде и объеме, как это представляют себе авторы, вызывает недоумение, поскольку неизвестно, чем они руководствовались, объединяя в одной пачке (мощностью до 250 м) совершенно различные элементы разреза, отличающиеся определенными фациально-литологическими особенностями, приведенными выше (см. фиг. 1). К тому же необходимо подчеркнуть, что в опубликованной статье (Мстиславский и др., 1966) авторы совершенно не обосновывают свою схему подразделения рыбной подсвиты на четыре пачки, а только лишь перечисляют их названия.

Таким образом, все изложенное выше показывает, что М. М. Мстиславский и др. в процессе изучения наиболее сложно построенной верхней части разреза майкопских отложений не уделили достаточного внимания именно тем литологическим особенностям и признакам, сочетание которых имело решающее значение при разработке детальной литолого-стратиграфической схемы рыбной подсвиты верхнего олигоцена Южного Мангышлака (Шарков, 1963).

Поэтому предложенная ими в настоящее время схема подразделения рыбной подсвиты на 4 пачки в районе впадины Карагие (Мстиславский и др. 1966), является более прубой и с нашей точки зрения не может рассматриваться как дробное литолого-стратиграфическое подразделение рыбной подсвиты.

Таким образом, все изложенное выше показывает, что высказывание М. М. Мстиславского и др., процитированное нами выше (стр. 3), не отвечает действительности.

Не принимая во внимание литологические особенности и признаки, характерные для отдельных частей разреза, авторы приходят к неправильным выводам о стратиграфическом положении и возрастном соотношении сульфидных прослоев, встречающихся в карагинской свите и имеющих большое значение для расшифровки условий осадконакопления.

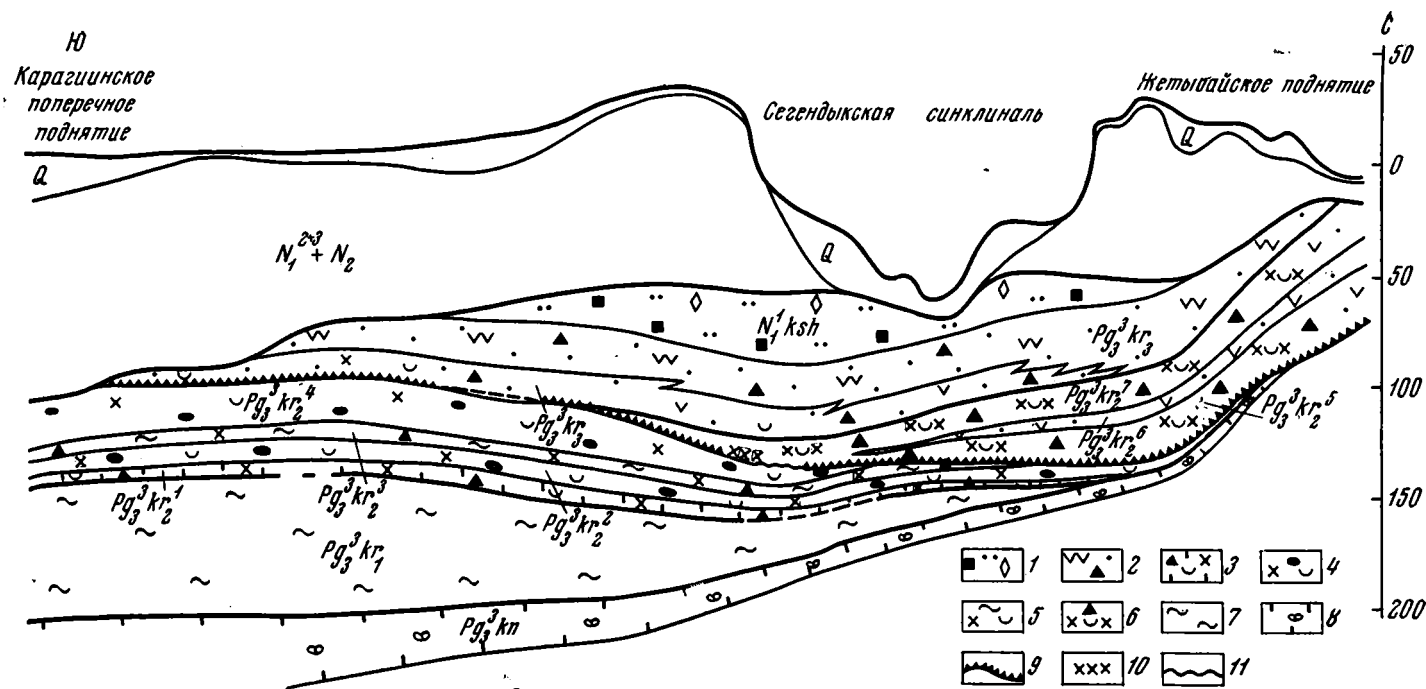
Так, в своей статье они пишут, что в разрезе рыбной подсвиты имеется несколько сульфидных прослоев. По мнению М. М. Мстиславского и др. (1966), самый нижний сульфидный прослой залегает в подошве рыбной подсвиты и является стратиграфическим аналогом горизонта известковых глин. Второй прослой, по их представлению, прослеживается «...в нижней части разреза рыбной подсвиты, имея незначительное несогласие с подстилающими отложениями...» и наконец, третий, согласно приведенному ими разрезу (Мстиславский и др. 1966, фиг. 7), располагается выше по разрезу рыбной подсвиты. Таким образом, с их точки зрения, все сульфидные прослои являются разновозрастными. Рассмотрим несколько подробнее, как согласуется этот вывод с фактическим материалом.

Прежде всего следует подчеркнуть, что в разрезе карагинской свиты широко распространены только два сульфидных прослоя. Первый (нижний) развит преимущественно в районе Чакрыганской синклинали, где, по нашему мнению, он залегает в подошве нижней подсвиты, а второй (верхний), имеющий более значительное распространение в Сегендыкской синклинали, располагается в средней части рыбной подсвиты, выстала поверхность внутриформационного размыва (Шарков, 1963).

Здесь следует указать, что утверждение М. М. Мстиславского и др. о том, что мною объединены в единый слой эти два разновозрастные сульфидные прослоя ошибочно.

В действительности, в опубликованной нами статье (Шарков, 1963) речь шла только о втором (верхнем) сульфидном прослое, который прерывается на небольшой площади в районе Сегендыкской синклинали, как это показано на фиг. 2 и на разрезе М. М. Мстиславского и др. (1966, фиг. 7). С нашей точки зрения, именно эти, пространственно разобщенные, аналогичные части второго (верхнего) сульфидного прослоя и являются одновозрастными, тогда как М. М. Мстиславский и др. (1966) считают их разновозрастными. Что же касается первого (нижнего) сульфидного прослоя, то о нем в указанной статье (Шарков, 1963) совершенно не упоминалось, поскольку этот прослой имеет широкое распространение в районе Чакрыганской синклинали, т. е. за пределами описываемой площади.

Мы не будем здесь останавливаться на определении возраста первого (нижнего) сульфидного прослоя, поскольку этот вопрос является дискуссионным, а отметим лишь, что наличие пиритизированных ядер фораминифер Buliminidae в нижнем сульфидном прослое в единственной скважине не может служить неопровержимым доказательством того, что этот прослой является стратиграфическим аналогом пачки (горизонта) известковых глин, в которых изредка встречается аналогичная фауна, как это считают М. М. Мстиславский и др. (1966). Что касается второго (верхнего) сульфидного прослоя, прерывающегося на небольшой площади, то у большинства исследова-



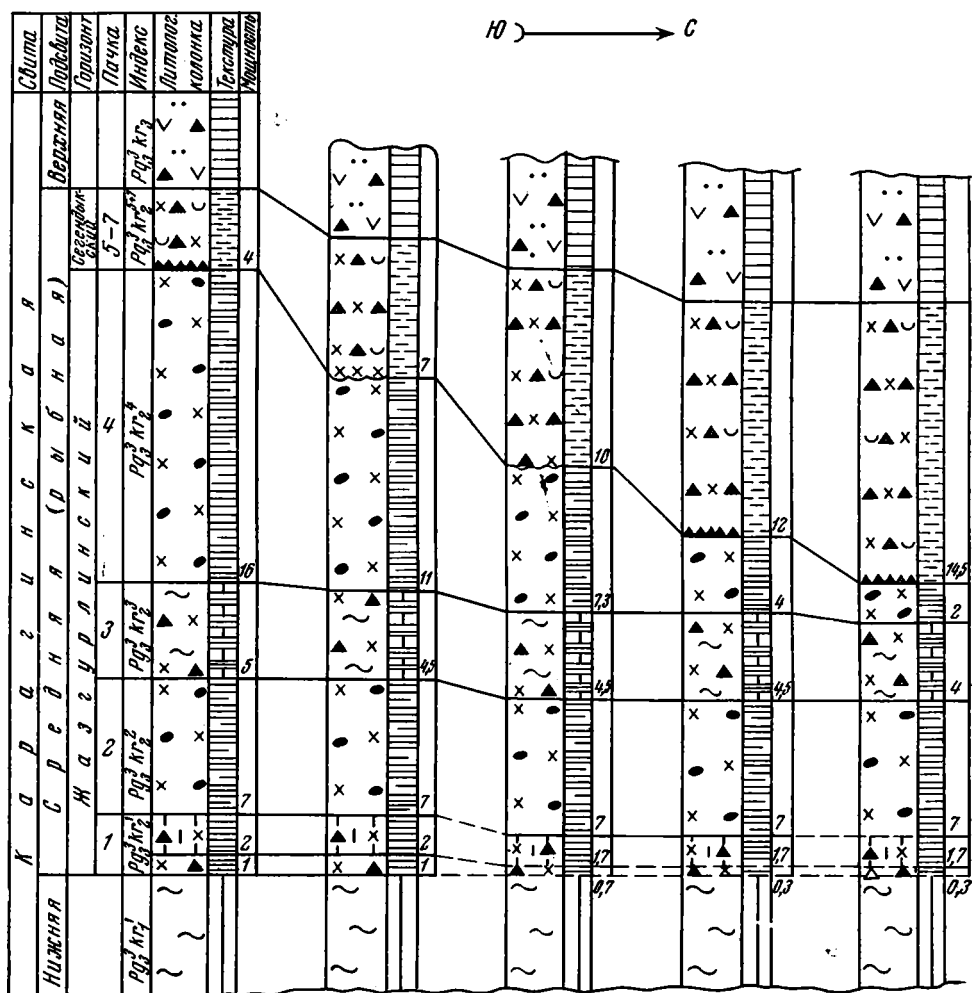
Фиг. 2. Поперечный разрез через северо-западную часть Южно-Мангышлакского прогиба

1 — глина светло-серая алевроитовая с глауконитом и стяжениями кристаллического пирита; 2 — глина зеленовато-серая слоистая с присыпками пылеватого алевроита и водорослевидными остатками; 3 — глина темно-серая микрослоистая известковистая с рассеянными остатками рыб и распыленным тонкодисперсным пиритом; 4 — чередование прослоев темно-серых микрослоистых глин с рассеянными остатками рыб и серых неяснослоистых глин с пятнообразными выделениями тонкодисперсного пирита; 5 — чередование прослоев темно-серых микрослоистых глин с рассеянными остатками рыб и светло-серых (белесых) неслоистых глин с ходами илоедов; 6 — глина темно-серая (зеленоватая) микроштриховатая с обильными остатками рыб, образующими скопления, и распыленным тонкодисперсным пиритом; 7 — глина светло-серая неслоистая с остракодами; 8 — глина светло-серая неслоистая, известковая с остракодами; 9 — сульфидный прослой; 10 — крупные обломки костей и позвонков рыб (до 8 см); 11 — поверхность размыва.

$Pg_3^2 kr_1$  — кенджаалинская свита,  $Pg_3^3 kr$  — карагинская свита:  $kr_1$  — нижняя подсвита,  $kr_3$  — верхняя подсвита,  $Pg_3^3 kr_2$  — средняя (рыбная) подсвита:  $kr_2^1$  — карбонатная пачка,  $kr_2^2$  — нижняя пачка переслаивания,  $kr_2^3$  — средняя пачка переслаивания,  $kr_2^4$  — верхняя пачка переслаивания,  $kr_2^5$  — нижняя рыбная пачка,  $kr_2^6$  — пачка глин с водорослевидными остатками,  $kr_2^7$  — верхняя рыбная пачка;  $N_1^1 ksh$  — кашкарятинская свита;  $N_1^{2+3} + N_2$  — нерасчлененные отложения среднего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена; Q — четвертичные отложения

телей, изучавших отложения рыбной подсвиты, установилось мнение о едином возрасте этих разбобщенных прослоев. Тем не менее приведем краткое обоснование нашего сопоставления сульфидных прослоев, разбобщенных на протяжении 3—4 км.

Эти сульфидные прослои характеризуются следующими литологическими признаками: 1) очень темной (почти черной) окраской, обусловленной наиболее высоким содержанием тонкодисперсных сульфидов железа (до 42%); 2) массивной текстурой;



Фиг. 3. Схема сопоставления разрезов рыбной подсвиты по скважинам на участке соединения разбобщенных сульфидных прослоев

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

3) своеобразным строением, слагающие их тонкодисперсные сульфиды железа (пирит с примесью марказита) образуют в глинистой массе пизолиты размером 0,3—0,5 см, реже до 1 см; 4) наличием значительного количества остатков рыб (до 5—6%), в том числе крупных костей и позвонков рыб (до 8 см), а также обломков обугленной древесины до 0,2 м; 5) повышенным содержанием алевритового материала (до 1—2%), который локализуется обычно в их подошве в виде линзовидных скоплений; 6) присутствием частично разрушенных окисленных костей и зубов рыб (1—1,5 см) светлой окраски.

Следует подчеркнуть, что сульфидные прослои, разбобщенные площадью размыва на протяжении 3—4 км, сохраняют указанные особенности, и как правило, залегают несогласно на различных по возрасту и сочетанию литологических признаков отложениях жазгурлинского горизонта (см. фиг. 2). По мере приближения к югу описываемый сульфидный прослой постепенно переходит на все более молодые отложения. Далее он прерывается. В пределах небольшой площади, где сульфидный прослой отсутствует, на неровной поверхности размыва обычно встречаются отдельные крупные кости и позвонки рыб (см. фиг. 2, 3), а иногда линзовидные скопления алеврита и

разрозненные выделения сульфидов железа — пизолиты, т. е. имеются отдельные признаки, характерные для сульфидных прослоев.

Считая эти разобщенные сульфидные прослои разновозрастными, М. М. Мстиславский и др. (1966, стр. 45) допускают существование фациальных переходов между темными и светлыми глинами на участке их разьединения. Однако тщательные наблюдения за литологическими признаками пород, последовательное прослеживание их и сопоставление выделенных в разрезе стратиграфических элементов на указанной площади (фиг. 3), позволили установить отсутствие каких-либо признаков фациального перехода между наиболее темными микроштриховатыми глинами, обильно насыщенными остатками рыб, и светлыми неяснослоистыми глинами с единичными остатками рыб. Фациального перехода здесь не наблюдали и другие исследователи, да и сами авторы (Мстиславский и др., 1966), предполагающие существование этого перехода, не приводят фактических данных, подтверждающих его наличие.

В процессе детального изучения отложений рыбной подсытки нами была установлена весьма интересная особенность ее строения, которая заключается в том, что нижняя часть разреза, т. е. отложения жазгурлинского горизонта, имеют довольно четко выраженную тенденцию к резкому уменьшению мощности к северу за счет увеличения амплитуды их размыва, в то время как мощность верхней части, т. е. отложений сегендыкского горизонта, также за счет последующего размыва резко уменьшается к югу.

Таким образом, приведенный выше фактический материал дает нам основание считать прерванные в районе Сегендыкской синклинали (см. фиг. 2) сульфидные прослои разновозрастными.

Это подтверждается следующими данными: 1) несогласным залеганием разобщенных сульфидных прослоев на подстилающих отложениях; 2) наличием следов размыва на участке их разьединения; 3) присутствием крупных костей и позвонков рыб на поверхности размыва; 4) полным отсутствием признаков фациального перехода между темными и светлыми глинами на площади разьединения сульфидных прослоев; 5) идентичным составом и строением разобщенных сульфидных прослоев; 6) резким различием литологических признаков отложений жазгурлинского и сегендыкского горизонтов.

М. М. Мстиславский и др. не приводят в тексте обоснование своего вывода о разновозрастности рассмотренных сульфидных прослоев, отраженного ими на профиле (Мстиславский и др., 1966, фиг. 7), они лишь утверждают, что для соединения разобщенных прослоев нет достаточных оснований и поэтому их следует считать разновозрастными.

Однако отрицание разновозрастности указанных сульфидных прослоев вынуждает М. М. Мстиславского и др. совершенно не упоминать в своей статье о существовании внутриформационного размыва в отложениях рыбной подсытки. В то же время его граница вырисовывается даже на составленном ими профиле (район Сегендыкской синклинали, фиг. 7, 1966). Более того, достаточно взглянуть на этот профиль, чтобы убедиться в отсутствии на нем данных, отвергающих возможность синхронизации этих разобщенных на довольно ограниченной площади частей второго (верхнего) сульфидного прослоя.

Таким образом, вывод М. М. Мстиславского и др. о разновозрастности разьединенных прослоев является необоснованным и, с нашей точки зрения, ошибочным.

## ЛИТЕРАТУРА

- Козьяр Л. А. и Столяров А. С. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 144, № 4, 1962.
- Мерклин Р. А., Морозова В. Г. и Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.
- Мстиславский М. М., Столяров А. С. Оligоценовые структуры Южного Мангышлака. Сов. геология, № 12, 1960.
- Мстиславский М. М., Столяров А. С., Тихомирова Е. С. Литологические особенности майкопских отложений Южного Мангышлака. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1966.
- Столяров А. С. Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Южного Мангышлака. Бюл. научно-техн. информ. МГ и ОН, № 3, 1958.
- Тихомирова Е. С. Палеогеография и геохимия нижнеолигоценовых марганцевосных отложений Мангышлака. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.
- Шарков А. А. Литология рыбной подсытки верхнего олигоцена Южного Мангышлака. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский  
институт минерального сырья  
Москва

Дата поступления  
26.X.1966

Главный редактор Н. М. СТРАХОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ, Б. М. ГИММЕЛЬФАРБ, Т. Н. ДАВЫДОВА, А. Г. КОССОВСКАЯ,  
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. В. СИДОРЕНКО,  
Л. М. СИБИРКИНА (ответственный секретарь), И. В. ХВОРОВА,  
В. С. ЯБЛОКОВ (заместитель главного редактора)

Chief Editor N. M. STRAKHOV

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY, B. M. GIMMELFARB, T. N. DAVYDOVA, A. G. KOSSOVSKAJA,  
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. V. SIDORENKO,  
L. M. SIBIRKINA (Secretary), I. V. KHVOROVA,  
V. S. YABLOKOV (Assistant Chief Editor)

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Е. И. Гришина*

---

Сдано в набор 2/XII-1966 г. Т-01052 Подписано к печати 27/I-1967 г. Тираж 1325 экз.  
Зак. 6498 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бум. л. 5<sup>1</sup>/<sub>4</sub> Печ. л. 14,7+3 вкл. Уч-изд. листов 18,1

---

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

## УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

**В магазинах «Академкнига» имеются в продаже следующие книги издательства «Наука»:**

Вистелиус А. Б., Романова М. А. **КРАСНОЦВЕТНЫЕ ПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ П-ВА ЧЕЛЕКЕН.** [Литостратиграфия и геологическое строение]. 1962. 227 стр., 17 вкл. 1 р. 93 к.

**ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР.** (Труды Ин-та геологии и разработки горючих ископаемых. Т. I). 1960. 398 стр., 4 вкл. 2 р. 35 к.

Зеленова О. И. **ЛИТОЛОГИЯ, ФАЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ АЛТАЙСКОГО ЯРУСА ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ** (Труды ИГЕМ. Вып. 53). 1961. 128 стр. 1 р. 03 к.

Калмыков Г. С. **ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ КИЗЕЛОВСКОГО БАСЕЙНА.** Опыт количественной углпетрографии. 1960. 118 стр., 1 вкл. 65 к.

Клубова Т. Т. **ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ ГЛИН ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ** [По материалам Березовской, Омской и Ханты-Мансийской опорных скважин]. 1961. 76 стр. 41 к.

Колгина Л. П., Орье Л. Г., Рабиханукаева Е. С., Черников О. А. **ЛИТОЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ.** 1961. 125 стр. 71 к.

Лазаренко А. А. **ЛИТОЛОГИЯ АЛЛЮВИЯ РАВНИННЫХ РЕК ГУМИДНОЙ ЗОНЫ.** (На примере Днепра, Десны и Оки). Труды ГИН. Вып. 120. 1964. 236 стр. 1 р. 41 к.

Максимова С. В. **ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БИТУМИНОЗНОЙ ИЗВЕСТНЯКОВОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО КАРБОНА КУЗНЕЦКОГО БАСЕЙНА.** 1961. 117 стр., 24 вкл. 1 р. 09 к.

**МИНЕРАЛОГИЯ И ФАЦИИ БИТУМИНОЗНЫХ СВИТ РЯДА ОБЛАСТЕЙ СССР.** 1962. 246 стр., 6 вкл. 1 р. 79 к.

Теодорович Г. И., Соколова И. Н. и др. **МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КАРБОНА ОСНОВНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-ВОЛЖСКОЙ ОБЛАСТИ В СВЯЗИ С ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ И УГЛЕНОСНОСТЬЮ.** 1962. 176 стр. 1 р. 26 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, В-463, Мичуринский пр., 12, магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

## АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 139; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, 55, проспект Октября, 129; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 41.

