

Литология *и* ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

1965

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



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)

ЖУРНАЛ ВЫХОДИТ ШЕСТЬ РАЗ В ГОД

Адрес редакции: Москва, В-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

№ 2, 1965 г.
МАРТ — АПРЕЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Л. Н. Ботвинкина. Текстульный анализ и перспективы его развития	5
И. А. Шамрай. Кремнистые породы юго-востока Русской платформы и условия их образования	19
Н. И. Юдин. Фосфоритоносность докембрийских отложений юго-восточной части Тувинской АССР	28
А. У. Литвиненко. К познанию глауконитов	38
А. С. Соколов. О генезисе месторождений самородной серы	51
Ф. В. Чухров, А. Д. Генкин, С. В. Соболева, Г. В. Басова. О смайтите из железорудных отложений Керченского полуострова	60
Г. В. Карпова, Э. П. Шевякова. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины	70
И. П. Резников. К вопросу о генезисе Удоканского месторождения	85
Е. А. Головин. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений	95
Н. А. Созинов. Об урансодержащих конкрециях	104
Н. В. Лебедева, Е. И. Сахарова. О слоистости песчаных русловых гряд	113
Е. С. Ларская. Карбонатность мезо-кайнозойских глинистых пород западного Предкавказья и палеоклиматические условия их накопления	123
Л. Н. Капченко. О гипотезах концентрирования глубинных рассолов осадочной оболочки за счет удаления из растворов молекул воды	134
А. А. Аксенов. Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря	141

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ю. А. Нечаев. Литологические комплексы шешминских отложений Пермского Приуралья и их меденосность	154
Ю. Н. Лазаренко. Некоторые закономерности распространения осадочных железных руд на территории Украины	157
М. М. Бежаев. Литологический состав континентальных угленосных отложений Восточного склона Урала	161
Ю. В. Покровский. Об эксплозивных кремнистых брекчиях среди палеозойских отложений Южного Урала	164
А. З. Широков, С. М. Седенко. Германий в основных типах осадочных горных пород	167

Ц. М. Райтбурд, А. М. Царева. К вопросу о распределении глинистых минералов по фракциям в осадочных породах	172
Ю. И. Лупинович, В. З. Кислик. О знаках ряби в каменной соли второго калийного горизонта Старобинского месторождения	174

МЕТОДИКА

В. В. Власов, В. И. Ремизникова. К рентгенографической диагностике каолинита и некоторых других глинистых минералов и слоистых силикатов	177
О. А. Черников. О коэффициенте метаморфичности «С»	184
Л. Е. Штеренберг. К диагностике карбонатных минералов методом окрашивания	185

КРИТИКА

П. П. Смолин. Справочно-методическое и учебное руководство Х. Б. Милнера «Осадочная петрография»	186
Н. В. Логвиненко. Некоторые замечания по книге С. И. Малинина «Вторичные изменения пород, вмещающих угольные пласты»	189

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 2, 1965
MARCH — APRIL

CONTENTS

L. N. Botvinkina. Textural analysis and the prospects of its development	5
I. A. Shamrai. Siliceous rocks in the south-east of the Russian platform and the conditions of their formation	19
N. I. Yudin. Phosphorite-bearing Precambrian deposits in the south-eastern part of Tuva ASSR	28
A. U. Litvinenko. To our knowledge of glauconites	38
A. S. Sokolov. On the genesis of native sulphur deposits	51
F. V. Chukhrov, A. D. Genkin, S. V. Soboleva, G. V. Basova. Smythite from the iron ore deposits of Kerch peninsula	60
G. V. Karpova, E. P. Sheviakova. On epigenetic alterations in the clay matter of terrigenous coal deposits of the Dnieper-Don basin	70
I. P. Reznikov. To the problem of the genesis of Udokansk deposits	85
E. A. Golovin. On two groups of exogenetic processes and uranium deposits	95
N. A. Sozinov. On uraniferous concretions	104
N. V. Lebedeva, E. I. Sakharova. On the bedding of sand ridges in river channels	113
E. S. Larskaia. Carbonate content of Mesozoic — Cenozoic clay rocks in Western Predkavkazie and paleoclimatic conditions of their accumulation	123
L. N. Kapchenko. Concentration hypotheses of abyssal brines in the sedimentary cover by an evacuation of water molecules from the solutions	134
A. A. Aksenov. Some results in the study of recent facies in the littoral zone of the sea	141

SHORT NOTES

Yu. A. Nechaev. Lithological complexes of Shenmin deposits in the Permian Ural region and their copper content	154
Yu. N. Lazarenko. Certain regularities in the distribution of sedimentary iron ores on the territory of the Ukraine	157
M. M. Bezhaev. Lithological composition of continental coal measures on the eastern slope of the Urals	161
Yu. V. Pokrovsky. Explosive siliceous breccias in the Paleozoic deposits of Southern Urals	164
A. Z. Shirokov, S. M. Sedenko. Germanium in the main types of sedimentary rocks	167
C. M. Raitburd, A. M. Tsareva. On the distribution of clay minerals	172
Yu. I. Lupinovich, V. Z. Kislik. On ripple marks in rock salt of the second potassium horizon of Starobinsk deposits	174

METHODS OF RESEARCH

V. V. Vlasov, V. I. Remiznikova. Roentgenographic diagnostics of kaolinite and some other clay minerals and sheet silicates	177
O. A. Chernikov. On the «C» metamorphicity coefficient	181
L. E. Sternberg. Carbonate mineral diagnostics by the coloration method	185

CRITIQUE

P. P. Smolin. «Sedimentary petrography» by H. B. Milner. A reference book on methods, principles and applications	186
N. V. Logvinenko. Some remarks regarding S. I. Malinin's book «Secondary alterations of rocks enclosing coal seams»	189

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Т-04554.	Подписано к печати 25/III-1965 г.	Тираж 1225 экз.	Зак. 5540.
Формат бумаги 70 × 108 ¹ / ₁₆ .	Печ. л. 16,8 + 1 вкл.	Бум. л. 6.	Уч.-изд. листов 18,2.

2-я типография издательства «Наука», Москва, Шубинский пер., 10

УДК 552.122

ТЕКСТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО РАЗВИТИЯ

Л. Н. БОТВИНКИНА

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Основные признаки, определяющие осадочную породу,— это ее вещественный состав, структура и текстура; то же относится и к осадочным полезным ископаемым. Однако в то время как методы минералогического, химического и структурного анализов уже разработаны, текстурный анализ еще не оформился в качестве особого метода исследования.

По структурам пород и по их вещественному составу опубликована обширная литература, составлены различные классификации (общие и частные) и разработан ряд новых и точных методов их изучения, соответствующих современному уровню знаний. С текстурами дело обстоит иначе. Несмотря на то, что во всех руководствах указывается, что текстурный признак имеет большое значение, а при описаниях пород упоминаются названия той или иной текстуры, обобщающей классификации текстур до сих пор нет.

Мы не будем останавливаться на обзоре всей существующей литературы по текстурам; он делался неоднократно и приведен в ряде сводных работ (Вассоевич, 1958; Ботвинкина, 1962; Атлас текстур и структур осадочных горных пород, 1962 и др.). Отметим только, что в большинстве работ, как посвященных частным вопросам, так и в сводных, приводимые классификации текстур по сути дела таковыми не являются, так как они обычно не охватывают все существующие текстуры, а либо представляют собой лишь перечень названий, в котором часто смешиваются текстуры самого разнообразного облика и происхождения, либо являются частными классификациями каких-нибудь определенных текстур. Так, например, классификация, предложенная автором (Ботвинкина, 1962), относится преимущественно к слоистым седиментационным текстурам осадочных пород. Что же касается определения текстур при геологических описаниях, то в подавляющем большинстве случаев они весьма примитивны и оставляют желать лучшего. При этом даже чисто морфологическое описание, но только более развернутое, чем это обычно принято, многими геологами и по сей день воспринимается, как «ненужная трата времени».

Наряду с этим ни у кого не вызывает сомнения целесообразность затраты времени на точные подсчеты гранулометрического состава с выявлением соответствующих структурных параметров, а также на минералогические анализы, сопровождающиеся химическим, рентгеновским, спектральным и другими видами современных методов исследования вещественного состава, хотя все эти методы, как правило, весьма трудоемки и требуют затраты значительного времени и средств.

Может быть, это связано с тем, что текстурный анализ дает меньшие результаты при геологических исследованиях? Нет, это не так. Проведенное специальное изучение слоистых текстур осадочных пород показало, что даже простые описания этих текстур, но только более детальные, чем обычные, и проводимые по единой методике, уже могут дать очень много для решения различных геологических вопросов, в первую очередь — вопроса о генезисе данной породы.

Целенаправленное изучение слоистости и сведения воедино наших современных знаний о слоистых текстурах (Ботвинкина, 1962) совершенно отчетливо выявило большую сложность этого явления при его кажущейся внешней простоте. В еще большей степени это относится к изучению текстур в целом, как слоистых, так и неслоистых. Возможно, это и послужило причиной далеко недостаточной изученности текстур в осадочных породах и толщах, а следовательно, и неразработанности метода текстурного анализа.

Сейчас уже доказана возможность делать выводы о фациальной принадлежности пород и их генезисе при помощи детального и точного описания слоистых текстур, основой для которого служат составленные классификации — морфологическая и фациально-генетическая. Однако в результате проведенного изучения и обобщения имеющихся данных по слоистым текстурам возникло много новых вопросов, требующих разрешения путем новых исследований, причем стало ясно, на каком материале и как их следует проводить. Кроме того, ряд вопросов по изучению текстур, особенно неслоистых, разрешен неполностью, а некоторые из них только поставлены. Так, например, не изучались в полном объеме неслоистые седиментационные текстуры, а также вторичные, в частности диагенетические. Далеко не ясны соотношения первичных и вторичных текстур. Наконец, не разработаны и не сформулированы законы, по которым формируется стратификация осадочных толщ; не всегда ясно ее соотношение с внутренней текстурой самих пород и т. п.

Из всего сказанного совершенно очевидно, что кроме наблюдений текстур пород с целью их использования в качестве генетического признака необходимо в дальнейшем ставить новые работы, расширяющие наши знания о текстурах как осадочных пород, так и осадочных толщ.

Цель данной статьи — наметить основные направления, по которым должно идти дальнейшее изучение текстур, а также показать, хотя бы вкратце, те возможности, которые таит в себе этот новый метод исследования при внедрении его в практику геологических работ.

Вполне естественно, что речь здесь будет идти только о текстурном анализе. Это, однако, совершенно не значит, что автор статьи призывает заниматься только им, забросив все остальные, уже разработанные и апробированные методы. Напротив, совершенно очевидно, что данные текстурного анализа должны теснейшим образом увязываться со всеми другими геологическими данными. При решении одних задач текстурный анализ будет «кооперироваться» с одними методами, при решении других — с другими.

Рассмотрение материала в настоящей статье будет дано по следующим основным разделам: текстуры осадочных пород (как первичные — седиментационные, так и вторичные) и текстуры осадочных толщ (стратификация). Каждый из них в свою очередь разделяется на ряд направлений. Многие из намеченных направлений, естественно, часто будут перекрывать друг друга, однако для ясности мы дадим их характеристику отдельно. В частности, при изучении текстур полезных ископаемых используются почти все другие направления текс-

турного анализа. Однако они выделены в особый раздел, чтобы подчеркнуть специфичность поставленных вопросов и привлечь к ним внимание геологов-рудников. Остановимся на краткой характеристике каждого из указанных направлений с точки зрения того, что именно уже известно и может применяться на практике и какие вопросы требуют еще дополнительного или специального изучения.

II. ПЕРВИЧНЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ

1. Фациально-генетические исследования

Прежде всего следует продолжать собирать данные по признакам текстур, присущих разным генетическим типам пород. Для этого, во-первых, необходимо уточнить текстурные признаки уже описанных генетических типов в зависимости от их формирования в разных фациальных обстановках. Так, например, аллювиальный комплекс имеет свои специфические текстурные черты, хорошо распознаваемые и в ископаемых толщах вплоть до древнейших. Эти черты выявлены главным образом на основе изучения современного аллювия, формирующегося в низовьях равнинных рек, и это правильно, так как именно такой аллювий имеет наибольшее количество шансов быть захороненным и перейти в ископаемое состояние. Однако не исключена возможность захоронения аллювия и иного типа — горного, сухих полупустынных областей и т. п. Выявление специфичности его текстур и сохранения основных его черт в любой обстановке имеет немаловажное значение, особенно для изучения отложений, не охарактеризованных фауной, в том числе древнейших толщ докембрия. То же относится и к другим генетическим типам пород.

Во-вторых, необходимо дать характеристику текстур для некоторых генетических типов отложений, с этой точки зрения почти не изученных или же изученных недостаточно детально (например, конусов выноса, озов и камов, лиманов и др.). Мало изучены текстуры отложений разных фаций в областях развития вулканизма.

Большое значение для решения всех этих вопросов могут сыграть работы геологов, изучающих современные и четвертичные отложения. Попутно проводимые ими детальные описания текстур в точно известных генетических типах отложений дадут большой материал для сопоставлений их с текстурными чертами, наблюдаемыми в ископаемых породах разного геологического возраста.

Весьма существенный вклад могут внести океанологи; особенно интересно выявление текстурных особенностей глубоководных отложений и сопоставление их с текстурами различных генетических типов в отложениях мелководных и прибрежных; таких наблюдений пока еще нет. А существующее представление о том, что на больших глубинах в осадке формируется лишь тонкая горизонтальная слоистость, в настоящее время уже опровергается наблюдениями экспедиций наших и зарубежных, выявивших на океанических глубинах на дне текстуры ряби, следы животных и прочие признаки, всегда отмечавшиеся ранее как признаки мелководности. Мы не знаем также различия в текстурах осадков, формируемых на морском дне одним и тем же механизмом, но в разных условиях, например, донными течениями в трогах, подводных каньонах, проливах, близ берегов и т. п. Выявление особенностей формы и строения слоевых элементов и их происхождения в рыхлых осадках морей и океанов поможет нам различать их и в ископаемых древних породах.

Интересно провести наблюдения над специфическими особенностями слоистости пород хемогенных и биогенных. По форме слоистость их обычно горизонтальная, однако детальное рассмотрение внутреннего состава и строения слоевых элементов и их закономерной последовательности, уточнение соотношений слойчатости и слоистости (напластования) поможет разобраться в особенностях условий седиментации и деталях режима тех водоемов, в которых они формировались. В частности, в отношении солей почти всеми авторами отмечается ритмичность разных порядков. Но каковы различия в типах ритмов и в их последовательной смене, в чем их зависимость от условий седиментации, каковы закономерности их появления и развития — эти вопросы, насколько нам известно, еще не разрешены.

Весьма интересно выявить особенности текстур, которые обуславливаются именно хемогенным, биогенным, кластогенным или вулканогенным генезисом осадка. Например, было замечено, что текстуры таких отличных друг от друга пород, как горючие сланцы и органогенные известняки, имеют некоторые сходные черты (сложную слоистость нескольких порядков, часто неправильно-полосовидную или неправильно-линзовидную и др.), связанные именно с их происхождением из остатков организмов. Однако с этой точки зрения текстуры не изучались.

Совершенно самостоятельной задачей, подлежащей разрешению, является анализ неслоистых текстур как первичных седиментационных, так и разного рода вторичных, ибо многие неслоистые текстуры, (например, пятнистая, комковатая, линзовидная и др.), весьма сходные в разных породах по внешнему виду, имеют различное происхождение.

Целеустремленный сбор всех указанных наблюдений, проведенных по единой методике, даст, кроме решения частных задач, огромный фактический материал для составления классификаций: как всеобъемлющей морфологической классификации текстур осадочных пород, построенной на объективно определяемых признаках (форма, размер, строение составных частей и их соотношение друг с другом), так и основанной на ней полной генетической классификации текстур осадочных пород.

2. Определение коррелятивных связей текстур

Весьма важно установить коррелятивные связи текстурного признака. Во-первых, следует уточнить соотношение поверхностных текстур (отмечаемых на поверхностях напластования) с внутренними текстурами, видимыми в разрезе породы. В частности, существуют многочисленные описания различных типов и форм знаков ряби, но нет работ, где было бы показано, какие именно виды слойчатости пород соответствуют каждому типу ряби. То же можно сказать и в отношении большинства других текстур.

Во-вторых, весьма важно установить коррелятивную связь между текстурой породы и другими ее признаками — структурой и вещественным составом. О соотношении текстуры и структуры данных уже довольно много, но текстура и вещественный состав с этой точки зрения не рассматривались. Выявление же характера их взаимной связи существенно еще и потому, что это может иметь значение для практического использования при полевых поисковых работах, так как текстурный признак в поле определяется значительно легче, чем вещественный состав пород.

Наконец, для выяснения развития седиментации во времени очень существенно рассмотреть взаимную зависимость слоистости, (т. е. внутренней текстуры породы) и стратификации (т. е. текстуры внешней по отношению к породе). Этот аспект исследования имеет значение для выяснения условий и закономерностей формирования различных осадочных толщ и связанных с ними полезных ископаемых.

3. Анализ влияния текстур на физико-механические свойства

До сих пор внутренняя текстура отложений не изучалась с точки зрения ее влияния на их физико-механические свойства. Да это и невозможно было при таких примитивных определениях, как, например, деление грунтов только на «слоистые» и «неслоистые». Между тем, наблюдения такого рода могут оказаться полезными для ряда практических работ. Компрессионные свойства грунтов, реакция породы на сдвиг и т. п., несомненно, будут различаться в зависимости от типа их внутренней текстуры. Свойства косослоистых отложений будут отличаться от свойств отложений горизонтальнослоистых; в горизонтальнослоистых породах некоторые их показатели будут различны в зависимости от типа слоев и т. д. Уже проведенные опыты показали, что деформация осадка бывает различной в зависимости от деталей внутреннего строения слоев. Так, например, было установлено, что строение намывных песчаных грунтов в значительной степени влияет на их физико-механические свойства, причем скрытослоистый грунт, сложенный слоями двучленного строения, характеризуется наилучшими показателями плотности и деформативной способности по сравнению с другими типами слоистости. Отсюда совершенно ясна возможность и необходимость использования подобных наблюдений в инженерной геологии. Реакция плотных пород на разрыв и дробление также будет различна при разных типах внутренних текстур. Отсюда вытекает возможность использования этих данных при расчетах для эксплуатационных и взрывных работ. Однако для того чтобы использовать текстурный признак в этом совершенно новом направлении и получить экономический эффект, надо, во-первых, дать точные и детальные определения текстур в соответствии с классификацией и, во-вторых, провести ряд предварительных специальных наблюдений и опытов, сопровождаемых соответствующими расчетами.

4. Разработка вспомогательных методов, отдельных приемов, приборов.

В детальное изучение текстур необходимо внедрять более точные методы исследования и в частности математические подсчеты, но делать это следует только на базе достаточно хорошо разработанных качественных методов. В настоящее время единственный широко применяемый метод изучения текстур, основанный на массовых количественных наблюдениях,— это замеры углов наклона и азимутов направления падения косых слоев¹. Однако этот весьма трудоемкий метод можно применять только на основе фациального анализа и при точной стратиграфической увязке разрезов. Применение его чисто статистически, без учета изменения фаций, может привести к неправильным выводам в результате смешения замеров по отложениям генетически различным или же вследствие неясности фациального характера

¹ Количественный метод замеров ориентировки галек и песчаных зерен здесь не упоминается, так как он связан со структурным признаком породы.

изучаемых отложений. Так, например, ориентировка розы-диаграммы, построенной по замерам азимутов падения косых слойков, может указывать на относительное местоположение источников сноса и древней береговой линии лишь для отложений континентальных потоков (да и то не всегда). Для морских отложений этого сделать нельзя, так как формирующие их морские течения могут быть ориентированы весьма различно. Понятно, что построение общей диаграммы для таких генетически различных пород вообще не выявит никакой закономерности (или, что еще хуже, иногда может обнаружить какую-либо ложную закономерность).

В настоящее время существуют разнообразные вспомогательные методы и приемы обработки пород для наилучшего выявления их текстур (пленочных монолитов, полировка и пропитывание образцов и др.), а также предложены некоторые несложные приборы, помогающие производству количественных определений (например, приборы, позволяющие быстро производить массовые замеры углов наклона и азимутов падения косых слойков). Развитие такого направления поможет получить необходимые данные более быстро и точно; необходимы они будут также и при постановке экспериментальных наблюдений.

5. Экспериментальные работы

Для изучения текстур весьма важно проведение экспериментальных работ и наблюдение природных объектов. Здесь имеется в виду во-первых определение механизма формирования различных особенностей тех или иных текстур, в частности слоистых, и, во-вторых, непосредственное их практическое использование при расчетах для производственных целей.

В настоящее время механизм формирования того или иного типа слоистости бывает недостаточно ясен, а принадлежность какого-либо вида слоистости к отложениям определенного генетического типа в ряде случаев устанавливается чисто эмпирически. В то же время не вызывает сомнений, что причиной появления тех или иных морфологических признаков слоистости служат особенности режима той среды, в которой происходит седиментация, в первую очередь гидродинамические. Выявление зависимости деталей текстуры от тех или иных особенностей движения среды отложения поставит наши знания на более точную основу.

При проведении экспериментальных работ нельзя, однако, забывать о специфичности природных процессов, в частности геологических, по сравнению с экспериментом, а также о различной длительности тех и других; нельзя переносить без поправок данные, полученные при опыте в маленьком водоеме (с одним каким-либо действующим механизмом седиментации), непосредственно на условия, существующие в море или океане, где седиментация есть результат взаимодействия многих сил, так как это может привести к существенным ошибкам. Например, текстура отложений подводной дельты и до сих пор в очень многих работах изображается в виде одной серии косонаклонных слоев, и, наоборот, видя такую серию в ископаемых отложениях, геологи по этому признаку начинают считать их дельтовыми. В основе этой ошибки лежат непосредственные наблюдения слоистости в небольших озерных дельтах и данные, получаемые при экспериментальных работах. Между тем, совершенно ясно, что отложения крупных морских и океанических дельт с мощностями во многие сотни метров, длительно формирующиеся в сложных гидродинамических условиях, несомненно долж-

ны иметь значительно более сложную текстуру, что и подтверждается конкретными фактами. Еще более осторожными следует быть при перенесении на природные объекты данных количественных расчетов, получаемых при экспериментах.

Кроме специально поставленных экспериментальных работ, выявлению механизма образования текстурных особенностей могут помочь попутные наблюдения большой армии гидрологов, изучающих гидродинамику в разных обстановках (но обычно не описывающих при этом внутренние текстуры осадка, которые возникают в разных гидродинамических условиях).

6. Изучение текстур полезных ископаемых

Большой самостоятельной темой является специальное изучение текстур различных осадочных полезных ископаемых. Эта тема, несмотря на свое несомненное практическое значение, почти не разработана. Обобщение имеющихся сведений проводилось лишь для текстур руд, причем в ряде опубликованных сводок предпочтение отдается рудам неосадочного происхождения. Нет ни одной общей сводки, посвященной текстурам именно осадочных руд, не говоря уже об осадочных полезных ископаемых в целом. По отдельным их видам имеются наблюдения, сделанные с разной степенью детальности и по разной методике.

Между тем, концентрация полезных компонентов осадочной породы обычно теснейшим образом связана с ее текстурой. Одни и те же факторы способствуют и образованию слоистости в осадке, и первичной концентрации в нем рудных компонентов. Перераспределение вещества в диагенезе, приводящее к появлению повышенных концентраций, одновременно создает и новую соответствующую текстуру породы и т. д.

Для ряда полезных ископаемых выявлена их связь с определенными фациями (медь, железо, марганец и др.). Знание фациальной приуроченности рудного вещества помогает поисковым и разведочным работам, перспективному планированию. Фациальная же обстановка формирования рудовмещающих отложений обычно может быть определена по типам слоистых и других текстур пород.

Текстурный анализ может иметь первостепенное значение для россыпей. Так как концентрация в них полезного ископаемого создается тем же механизмом, который формирует вмещающую породу и ее текстуру, то естественно считать, что и повышенные концентрации будут приурочены не только к текстурам какого-либо типа, но даже к определенным частям слоевых элементов (например, к основанию косослоистых серий). Поэтому текстурный признак, наиболее отчетливо видный сразу в породе, после проведения специальных наблюдений может стать предварительным поисковым критерием; приуроченность же полезного ископаемого к определенным участкам текстурных элементов позволит более целеустремленно проводить опробование, что, несомненно, даст и свой экономический эффект. А между тем, как это ни странно, геологи, работающие по россыпям, почти не уделяли внимания детальному описанию текстур; даже в классических сводных работах по россыпям сведения о текстурах приводятся весьма примитивные, а подчас и просто неверные. Понятно, что для ископаемых осадочных руд, связанных с породами, претерпевшими последующие большие или меньшие изменения, при изучении связи полезного ископаемого с текстурой необходимо учитывать степень подвижности рудного вещества и способ его миграции.

Мы уже говорили о необходимости наблюдений над текстурами хемогенных и биогенных отложений, многие из которых являются полезными ископаемыми. Но и в этой группе пород текстуры далеко не достаточно изучены. Пожалуй, больше всего имеется наблюдений по ритмичной слоистости солей и по текстурам известняков (в последних преимущественно наблюдаемых под микроскопом). А что касается, например, углей, то хотя в настоящее время выпускается ряд атласов, характеризующих угли разных угольных бассейнов, но детальная текстурная характеристика углей в них, как правило, отсутствует. Для хемогенных и биогенных полезных ископаемых можно путем изучения слоистых и других текстур выявить особенности седиментации при неизменной общей палеогеографической обстановке (уточнить влияние климатических и сезонных изменений, определить проточность или застойность водоемов, колебания содержания солей в бассейне, большее или меньшее развитие живых организмов и т. д.). Иногда возможно определение абсолютного времени формирования толщи путем подсчета и замера слоев с соответствующей графической обработкой этих данных. Выявление текстурных признаков, указывающих на происхождение осадка, иногда, может быть, позволит более уверенно решать спорные вопросы о происхождении некоторых руд.

Задачи текстурного анализа в связи с изучением полезных ископаемых вкратце можно разбить на следующие пять групп.

1. Изучение текстур пород, вмещающих полезные ископаемые, с целью фациального анализа и палеогеографических реконструкций. Форма, состав, строение текстур изучается с точки зрения их генезиса (в соответствии с генетической классификацией). Это направление существенно для многих полезных ископаемых, но особенно для тех, которые являются составными компонентами кластогенных пород (медистые, урансодержащие и другие песчаники, нефтеносные толщи, железные и марганцевые руды, россыпи, фосфориты и др.).

2. Изучение текстур в породах, генезис которых достаточно ясен по другим признакам, с целью выявления особенностей условий их формирования. Слоистые и другие текстуры изучаются с точки зрения состава и строения слоевых элементов, а также их последовательности и характера чередования в породе. Это направление более существенно для полезных ископаемых, представленных породами хемогенного, биохимического или биогенного происхождения (угли, горючие, сланцы, известняки, соли и др.), но может использоваться и при изучении кластогенных пород.

3. Изучение текстур как поискового признака. Текстуры разбираются весьма детально с точки зрения их генезиса, причем отмечается их приуроченность к породам определенных не только фаций, но и субфаций, а также место в них полезного ископаемого. Знание связи промышленных концентраций данного полезного ископаемого с определенной текстурой позволяет использовать последнюю как поисковый критерий, а также при опробовании. Это направление наиболее целесообразно использовать при работах по россыпям, в некоторых случаях при изучении нефте- и газоносных толщ, а также для осадочных руд, у которых концентрация рудного вещества была преимущественно первичной — седиментационной.

4. Изучение текстур с точки зрения их влияния на физико-механические свойства породы для использования этих данных при эксплуатации месторождений. Для этого необходимо проводить специальные наблюдения в зависимости от той практической задачи, которую нужно решить (расчет степени дробления и кусковатости пород с раз-

ной текстурой, возможность селективной выемки в зависимости от связи полезного ископаемого с текстурой, степень устойчивости пород и т. п.).

5. Изучение диагенетических текстур, которое имеет очень большое значение, так как именно в диагенезе создаются повышенные промышленные концентрации очень многих полезных ископаемых и в частности руд.

Возможны и иные специфические направления изучения текстур, присущих осадочным породам, например, для определения абсолютно-го времени формирования толщи или самого пласта полезного ископаемого, для расчленения и корреляции разрезов месторождений и др.

III. ВТОРИЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

Целеустремленное и всестороннее изучение вторичных текстур — тема еще очень слабо разработанная; вместе с тем она имеет весьма большое практическое значение, так как текстуры очень многих руд являются вторичными. Прежде всего необходимо отличать вторичные текстуры, возникающие в осадке, от вторичных текстур, образующихся в уже литифицированной породе.

1. Вторичные текстуры осадка, возникающие в стадии диагенеза

Эти текстуры можно разделить на три группы:

а) вторично-седиментационные текстуры деформации, появляющиеся в осадке до его перекрытия другим слоем или даже после. Обычно это нарушения первичной текстуры, обусловленные физико-механическим перемещением или биогенным воздействием на осадок, поэтому их нельзя считать диагенетическими, хотя они и возникают в уже отложенном осадке в стадии диагенеза. Сюда относятся текстуры взмучивания, оползания, нарушения слоистости корнями растений или в результате деятельности животных, оплывание осадка при изменении его температуры и влажности, растрескивание, следы выхода газа и др.;

б) унаследованные седиментационно-диагенетические текстуры, которые формируются в результате диагенеза осадка, но приспособляются при этом к первично-седиментационным в границах, созданных седиментогенезом. При этом одно и то же диагенетическое перераспределение вещества в зависимости от исходных седиментационных текстур может создать различные и вторичные текстуры. Так, например, перераспределение вещества в слоистом осадке может создать диагенетическую слоистость разных видов;

в) наложенные собственно диагенетические текстуры, возникающие в ходе процессов самого диагенеза и им определяющиеся. Сюда в первую очередь относятся различные конкреционные текстуры.

Выявление признаков всех этих текстур и связи их с теми или иными условиями образования поможет созданию полной классификации вторичных текстур осадка, в настоящее время еще не существующей.

2. Изучение вторичных текстур разных стадий формирования пород

В литературе существуют многочисленные упоминания и описания вторичных текстур, возникающих на разных стадиях формирования пород в эпигенезе, гипергенезе и при метаморфизме. Однако общей сводки по ним нет. Необходимо полное описание и составление клас-

сификации вторичных текстур различных осадочных пород. Кроме того, эти текстуры, следует рассмотреть в сравнительном аспекте по двум направлениям.

а) ряд текстур может иметь внешне сходные формы, но образоваться в результате различных процессов и на разных стадиях формирования породы. Так, например, волнообразно изогнутые слои присущи: первичной седиментационной слоистости, текстурам оползания, возникающим в стадии диагенеза, и плитчатости эпигенетического происхождения. Различать их в породе, тем более в измененной, не всегда легко. Все геологи, работавшие в областях, где развиты метаморфизованные породы, знают, как иногда трудно отличать слоистость, тонкую плитчатость и сланцеватость — текстуры, внешне иногда очень сходные, но вызванные совершенно различными процессами.

Таким образом, первое направление исследования ставит весьма актуальную задачу: выявить объективные признаки, которые позволили бы различать и точно определять разные текстуры, сходные по внешнему виду, но генетически различные. Эта работа должна проходить с учетом уже имеющихся наблюдений по текстурным особенностям пород, находящихся на различных этапах формирования;

б) как показали наши предварительные наблюдения, более поздние текстуры возникают в породе не случайно, а часто как бы приспособляясь по форме к текстурам более ранним. Так, например, при прочих равных условиях, конкрециеобразование в горизонтально-слоистой породе может дать более плоские формы конкреций и даже образовать слои, в то время как в волнисто-слоистой породе чаще образуются линзовидные конкреции.

Форма и расположение более поздних текстур, по-видимому, иногда могут повторять текстуры более ранние, по которым они и будут развиваться. Так, есть основание предполагать, что даже очковая текстура некоторых парагнейсов может быть обусловлена наличием линзовидных конкреций, имевшихся в породе, из которой они образовались. Это, понятно, отнюдь не отрицает того, что в диагенезе, а тем более в эпигенезе и при метаморфизме пород безусловно возникают свои, новые специфические текстуры, никак не связанные с более ранними текстурами данной породы. Следовательно, второе направление изучения вторичных текстур должно заключаться в том, чтобы выявить, во-первых, признаки различия текстур, вновь возникающих (наложенных), и текстур унаследованных и, во-вторых, закономерности наложения или приспособляемости текстур более поздних к текстурам более ранним. Эта работа требует привлечения сведений по геохимии и физической химии, а также, может быть, постановки экспериментальных работ.

Полученные результаты, кроме всего прочего, будут иметь большое значение для исследования древнейших докембрийских толщ, в частности при их фациальном анализе.

IV. СТРАТИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Все сказанное выше касалось внутренних текстур, присущих той или иной породе. Самостоятельную область исследования представляет собой изучение текстур осадочных толщ. Сюда входит изучение комплексов внутренних текстур пород, характеризующих ту или иную осадочную формацию, и анализ закономерностей ее наложения (стратификации) в их взаимной связи. Особенно интересно рассмотреть с этих

позиций формации, с которыми связаны полезные ископаемые. Для некоторых из них (например, угленосных, галогенных) много наблюдений такого рода уже сделано.

1. Комплексы текстурных признаков пород в разных формациях

Текстурный анализ формации должен показать: 1) текстуры, распространенные в данной формации, но так же часто встречающиеся и в других; 2) комплексы текстур, типичных именно только для данной формации. Эта работа должна тесно увязываться с фаціальным анализом.

Материал, собранный в таком плане, даст возможность рассмотреть также зависимость текстурного признака от типа литогенеза в формациях гумидной, аридной и ледовой зон, а также их специфические черты, накладываемые действием вулканизма.

Несколько другой аспект изучения текстур, связанных с определенными формациями,— это выявление текстурных особенностей в древнейших докембрийских толщах. При фаціальном анализе последних учитывается сходство текстур этих пород с текстурами, обнаруженными в более молодых отложениях. Это служит основанием для сделанных рядом исследователей палеогеографических реконструкций. Однако текстуры древнейших пород имеют не только сходство, но и специфические отличия от более молодых. Эти отличия, с одной стороны, могут быть обусловлены процессами последующих изменений пород (поэтому данной работе очень поможет изучение вторичных текстур и их унаследованности, о чем уже упоминалось); с другой стороны, специфичность текстур докембрийских отложений может быть обусловлена развитием Земли. Несомненно, что некоторые черты палеогеографии докембрийского времени были присущи только ему и отличались от палеогеографии более молодых периодов и тем более от современной географии. Выявление таких специфических исторических фаций весьма существенно, особенно потому, что с некоторыми из них связываются крупнейшие запасы полезных ископаемых (например, железа). Для выявления этих черт различия и сходства огромное значение имеет текстурный анализ, и не случайно, что в программной статье А. В. Сидоренко (1963) по проблемам осадочной геологии докембрия такое большое место занимает изучение текстур и фаций.

Установленные закономерности напластования в этих немых толщах, лишенных фауны, весьма помогают их расчленению и корреляции; для этих толщ текстурный анализ становится одним из существенных методов стратиграфии.

При таком «стратиграфическом применении» изучения текстур интересно обратить внимание на текстуры нарушенной слоистости. Имеются наблюдения, указывающие на то, что некоторые из этих нарушений могут быть биогенного происхождения и возникли в результате деятельности известных, а в ряде случаев еще пока не известных нам животных. А так как многим животным бывает свойствен определенный характер нарушения слоистости, обусловленный их жизнедеятельностью, то некоторые нарушения текстуры могут стать стратиграфическим признаком, как бы «заменителем» органических остатков в немых толщах (в пределах определенных палеогеографических областей). Естественно, что наблюдения такого рода следует проводить в теснейшей увязке с работами по палеоэкологии, стратиграфии и палеонтологии.

2. Особенности стратификации осадочных толщ разных формаций. Периодичность седиментации

Чрезвычайно большое значение имеют работы, направленные на изучение закономерностей напластования (т. е. стратификации) и в частности периодичности седиментации.

В существующей литературе, и отечественной, и зарубежной, уже имеется очень большой материал по периодичности осадконакопления. Однако далеко не все толщи охарактеризованы с этой точки зрения и не в равной мере; кроме того, разные авторы отмечают разные стороны этого явления. Нет единства терминологии, по-разному определяются такие понятия, как ритмы и циклы (иногда эти понятия смешиваются). Наконец, имеющиеся материалы бывают трудносопоставимы по масштабу явлений. Чаще мы встречаем либо описание элементарных циклов и следующих за ними циклов второго и третьего порядков, измеряемых максимум десятками метров (как это например, сделано во многих работах по угольной геологии), либо же выделение очень крупных циклов, обнимающих толщи в тысячи и более метров, как это делается при обобщении большого материала (Страхов, 1949).

Между тем, периодичность седиментации характеризуется именно тем, что осадочные толщи расчленяются на последовательно соподчиненные друг другу циклы многих порядков: от циклов, измеряемых единицами метров, до циклов, обнимающих ярусы, отделы и даже системы. Весьма важно проследить их соотношение во всем этом ряду.

Периодичность седиментации проявляется в изменении самых разнообразных признаков осадочных толщ: в закономерной смене пород, в изменении их вещественного состава или примесей, в развитии фауны и флоры, в последовательных переходах одной фации в другую, даже в смене различных диагенетических процессов, (что, например, проявляется в периодичности конкрецееобразования) и др. Все эти периодические изменения проходят по-разному в разных обстановках. В частности, было замечено (Ботвинкина, 1963), что тип цикличности, присущий осадочной толще, зависит от положения последней в той или иной тектонической структуре. Все проявления периодичности седиментации необходимо рассмотреть в их совокупности для разных осадочных формаций.

Из сказанного вытекает, что раскрытие закономерностей стратификации (как периодичности осадконакопления, так и последовательности напластования вообще) требует проведения работ разного рода. В схеме эти работы таковы:

1) систематическое и исчерпывающее описание периодичности, обнаруживаемой в разных формациях;

2) выделение типов периодической седиментации и различных ее элементов: ритмов и циклов разных порядков. Определение их характерных признаков, причин появления, а также выдержанности на площади. Выявление связи этих элементов стратификации с разными условиями формирования осадочных толщ: фациальными, палеогеографическими, климатическими, тектоническими и др.;

3) на основе всего имеющегося фактического материала создание теории периодической седиментации и выявление тех законов, которым подчиняется стратификация, в частности периодическая.

Существенно установить связь (или отсутствие таковой) между характером периодичности и положением осадочной формации в определенной тектонической структуре, а также соотношение осадочных циклов со стратиграфическими границами.

Особенно важно установить место, занимаемое повышенными концентрациями того или иного полезного ископаемого в седиментационных циклах разных порядков и типов, что имеет весьма большое значение для прогнозирования.

Строение слоев и их группировок в породе сейчас мы уже можем использовать как генетический признак при определении генетического типа пород. Вполне вероятно, что после соответствующего обобщения станет возможным через определение разных типов стратификации осадочной толщи уточнение особенностей ее происхождения и развития, в частности уточнение тектонического режима данного региона.

Выделение и корреляция циклов разных порядков имеет большое значение для стратиграфических сопоставлений разного масштаба, особенно для немых толщ. Знание законов периодической седиментации, несомненно, поможет также при изучении осадочных толщ по данным глубокого бурения. Работы по изучению стратификации осадочных толщ необходимо проводить в теснейшей увязке с литолого-фаціальным и структурно-тектоническим анализом, а также со стратиграфическими исследованиями.

Текстурный анализ, как самостоятельный метод исследования, дополняет ряд уже существующих методов изучения осадочных толщ. Роль его может быть различной: в ряде случаев он может стать одним из основных методов и занять ведущее положение; в других случаях он может дополнять данные других методов исследования, способствовать детализации полученных результатов и т. п. Этот метод позволяет глубже познать породы и осадочные формации путем использования объективного признака, неизменно им присущего, и его безусловно необходимо развивать дальше.

Уже предпринимаемые, даже небольшие, попытки прояснить тот или иной частный вопрос текстурного анализа сразу дают эффективные результаты с точки зрения их практического использования. И не случайно в современной литературе (в частности, в зарубежной) появляется все больше работ, направленных на уточнение того или иного вопроса, связанного с изучением текстур, в особенности слоистых. Поэтому текстурный метод изучения осадочных толщ должен занять свое место наравне с другими, место, которое он до сих пор, к сожалению, не занимает.

Изучение разных сторон такого сложного явления, как образование и изменение структур в осадочных породах и толщах, сможет помочь решению разнообразных геологических задач. Кроме использования особенностей седиментационных текстур при фаціальном анализе и палеогеографических построениях, намечается совершенно новое направление их изучения для определения влияния их на физико-механические свойства пород. Текстуры полезных ископаемых рассматриваются с разных точек зрения, причем выдвигается новое их значение в качестве поискового признака. В новом аспекте намечается изучение разного рода вторичных текстур. Самостоятельной темой является анализ текстур осадочных толщ и выявление законов периодической седиментации. Все вопросы, возникающие при таком всестороннем изучении текстур, теснейшим образом связаны с другими областями геологии и не могут быть решены без привлечения материала по этим смежным дисциплинам.

Настоящее глубокое и всестороннее исследование вопроса о текстурах, их признаках, условий формирования и связи их с другими признаками пород и осадочных толщ — все это вместе является самостоятельной большой проблемой. Разрешение ее принесет несомненную пользу в самых различных областях геологии, может быть, даже там, где сейчас мы это еще не предполагаем. Естественно, что эта проблема может решаться лишь на основе сбора разностороннего фактического материала, в результате усилий многих геологов как производственников, так и научных работников. Вместе с тем, очевидно, весьма полезно было бы создать в каком-либо из ведущих научно-исследовательских геологических институтов хотя бы небольшую группу, специально занимающуюся разработкой поставленных вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. I. Госгеолтехиздат, 1962.
Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.
Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в параллельных формациях разных климатических областей. В сб. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Изд. АН СССР, 1963.
Вассоевич Н. Б. Текстуры осадочных горных пород. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. I. Госгеотехиздат, 1958.
Сидоренко А. В. Проблема осадочной геологии докембрия. Сов. геология, № 4, 1963.
Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
19.XI.1964

УДК 552.55 (471.4)

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

И. А. ШАМРАЙ

1. MORFOЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

На юго-востоке Русской платформы кремнистые осадочные породы (кремнистые песчаники, опоки) имеют значительное развитие. В естественных обнажениях они нередко довольно мощными пластами прослеживаются во многих местах в бассейнах рек Донца и Дона, а также на Волге. Эти породы чаще всего связаны с палеогеновыми толщами, но значительно распространены также и среди верхнемеловых отложений (опоки), особенно на Волге.

В более молодых слоях кремнистые породы встречаются сравнительно редко. Окремненные песчаники в виде маломощных линзовидных пластов и конкреционно-желвачных образований известны местами среди верхне- и среднесарматских песков; желваки окремненного песчаника отмечаются также в песках ергенинского горизонта (верхний плиоцен) в Ергенях.

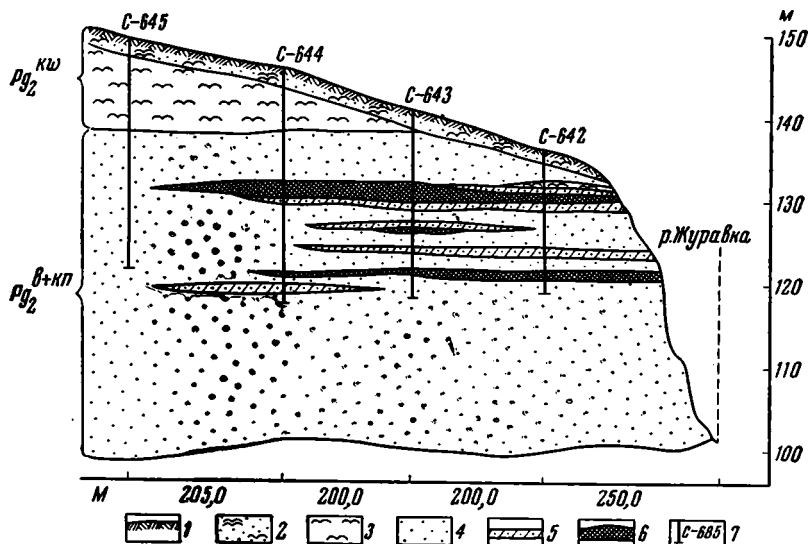
Среди палеогеновых отложений очень широкого развития кремнистые породы и в частности кремнистые песчаники достигают в северо-восточной и северной периферических зонах Донбасса. Они связаны здесь главным образом с песчанистыми горизонтами среднего эоцена (канево-бучакские слои), выходы которых прослеживаются на склонах многочисленных левобережных притоков р. Донца (Глубокая, Калитва, Быстрая и др.). В ряде мест кремнистые песчаники, связанные с теми же канево-бучакскими песчанистыми толщами, известны на реках Чир и Дон. Эти же песчаники наблюдаются на правом склоне р. Волги, в районе Волгоградской ГЭС.

По морфологическим признакам среди окремненных палеогеновых песчаников выделяется несколько типов. В естественных выходах, в современных речных и балочных склонах значительно развиты пластовые и пластово-линзовидные залежи. Мощность их нередко достигает 3—5 м (Тарасовское месторождение кварцитов на р. Глубокой); чаще же всего мощность пластов не превышает 1 м.

По простиранию пласты наблюдаются вдоль речных и балочных склонов, протяженность их колеблется от нескольких сот метров, редко до километра. Выклиниваясь, они могут снова появляться на тех же гипсометрических уровнях, образуя линзовидно-четкообразные залежи, прослеживающиеся вдоль речных склонов на десятки километров.

В бассейне р. Донца (р. Глубокая), а также на Волге имеется 2—3 пласта и горизонта сильно окремненных пород, залегающих на различных гипсометрических отметках.

В бассейнах рек Донца, Дона и Волги бурением установлено, что по направлению к водоразделам максимальная протяженность залежей колеблется от нескольких десятков до нескольких сот метров, а затем они постепенно переходят в рыхлые или очень слабо сцементированные песчаные породы (фиг. 1, 2). Даже самое крупное — Тарасовское месторождение осадочных кварцитов в сторону водораздела протягивается не более чем на 400—500 м.



Фиг. 1. Профиль склона р. Журавки (бассейн р. Глубокой) с линзовидными залежами песчаников-кварцитов

1 — почвенный слой; 2 — делювий; 3 — глины известковые; 4 — пески кварцевые отсортированные с цеолитом; 5 — песчаники окремненные с опаловым цементом; 6 — песчаники — кварциты с опал-халцедоновым цементом; 7 — скважины

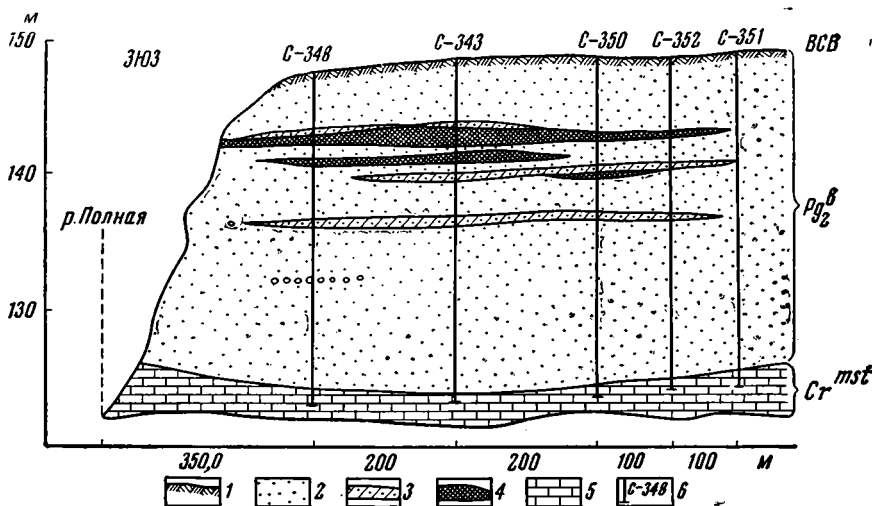
Значительно более широкое распространение имеет желвачно-конкреционный тип кремнистых песчаников. Эти песчаники обычно залегают среди тех же пород, что и пластово-линзовидные залежи. По простиранию они часто переходят друг в друга, прослеживаясь на одних и тех же гипсометрических уровнях. Так же, как и первый тип, конкреционные кремнистые образования нередко с большей или меньшей густотой прослеживаются несколькими параллельными горизонтами.

Размер и форма конкреций весьма непостоянны и в различных местах изменяются от очень крупных (2—3 м в диаметре) уплощенно-караваеобразных тел до мелких лепешковидных сростков. Поверхность конкреций, особенно их боковые края, большей частью неправильные.

Третий тип обычно мелких конкреционных образований окремненных песчаников характеризуется очень сложными формами: древовидно-ветвящимися, гроздьевидными и др. Такие конкреции именуются «ризолитами». Они образовались в ходах илюйдных организмов, чем и объясняются их сложные формы. В отличие от первых двух типов, сложно построенные кремнисто-песчаные конкреции нередко прослеживаются и в чисто глинистых слоях, переработанных илюйдными организмами.

Рассмотренные типы окремненных пород всегда залегают значительно выше уровней рек. В более глубоком залегании, ниже уровней поверхности речных и грунтовых вод, они не встречаются. В качестве

примера можно привести хорошо изученный буровыми скважинами район Волгоградской плотины. Здесь на правобережье р. Волги, среди песчанистых слоев среднего эоцена окремненные песчаники (кварциты) в виде пластово-линзовидных залежей и конкреционных образований прослеживаются несколькими горизонтами. На левобережье Волги, где среднеэоценовые слои значительно ниже уровня реки, окремненные породы не встречались ни в буровых скважинах, ни в обширных котлованах, пройденных при сооружении электростанции.



Фиг. 2. Профиль склона р. Полной (бассейн р. Глубокой)

1 — почвенный слой; 2 — песок кварцевый цеолитизированный; 3 — песчаник окремненный с опаловым цементом; 4 — песчаник сильно окремненный (кварцит) с опал-халцедоновым цементом; 5 — известняки (мергели); 6 — скважины

Эти породы не наблюдаются также ниже уровней рек Дона и Донца, а также в бассейнах Маныча и Сала, где песчанистые палеогеновые толщи залегают на очень значительных глубинах.

Очень редко песчанистые кремневые конкреции в глубокозалегающих слоях встречаются лишь в зонах древних перерывов. Мелкие конкреции окремненного песчаника были установлены на контакте палеоценовых и эоценовых слоев, на Тацинской площади, а также в районе Котельниково.

2. СОСТАВ И СТРУКТУРА КРЕМНИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Петрографический состав окремненных песчаников изменчив, причем они меняются как по составу обломочного материала, так и по составу и структурно-типическим особенностям кремнистой цементирующей массы, а также по степени цементации пород и их прочности. Непостоянен также и их химический состав.

Минеральный состав обломочной части пород обычно почти чисто кварцевый. Лишь в очень незначительных количествах в палеогеновых кремнистых песчаниках, как и вообще в палеогеновых вмещающих толщах северо-восточного Донбасса и на Волге, содержатся полевые шпаты, слюды. В отличие от вмещающих слоев, особенно при глубоком залегании последних, в окремненных песчаниках почти полностью исчезают глауконит и цеолиты; отсутствуют сульфидно-железистые минералы, сидерит и углисто-растительный шлам, а также кремнистые

органогенные остатки. В составе вмещающих слоев все эти минералы, особенно цеолиты и отчасти глауконит, играют весьма существенную роль, что имеет важное значение для установления генезиса кремнистых пород и времени их окремнения. Значительные количества глауконита иногда наблюдаются лишь в окремненных конкреционных образованиях по ходам илоядных организмов.

Степень окремнения и степень цементации пород варьируют: встречаются сильно окремненные, весьма прочные, серые просвечивающие песчаники, так называемые сливные осадочные кварциты, и сравнительно слабо сцементированные белые сахаровидные песчаники. Отчасти это обуславливается минеральным составом кремнистого цемента, но главным образом — структурно-типоморфными особенностями опаловой цементирующей массы.

Цемент наиболее прочных сливных песчаников имеет обычно двойной опал-халцедоновый состав. Прозрачный, чуть буроватый, стекловидный опал в подобных породах чаще всего размещается в виде инкрустационного цемента с большей или меньшей толщиной инкрустационных каемок. Промежутки (поры) между инкрустированными опалом зернами почти всегда заполняются волокнистым и радиально-лучистым халцедоном.

Чаще всего опал-халцедоновый цемент развивается в непосредственной близости к речным и балочным врезам.

По химическому составу окремненные песчаники (кварциты) с опал-халцедоновым цементом отличаются наиболее высокими содержаниями кремнезема и почти полным отсутствием глинозема (табл. 1).

Таблица 1

Химические анализы кремнистых песчаников бассейна р. Глубокой

№ пробы	Наименование породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ , FeO	CaO	MgO	SO ₂	Влага гигроскопическая	П.п.п.
1	Песчаник сливной (кварцит)	97,16	0,03	0,30	0,17	0,18	0,06	0,58	1,57
2	То же	98,03	0,06	0,22	0,23	0,07	0,04	0,53	0,97
3	Песчаник сахаровидный	96,57	0,94	0,55	0,27	0,20	0,07	0,85	0,67
4	То же	96,93	1,06	0,40	0,31	0,14	0,08	0,60	0,62

К водоразделам породы переходят в сахаровидные с чисто опаловым цементом. Опаловая цементирующая масса является здесь базальной или близкой к ней; опал обычно мутноватый, полупрозрачный. Выделений халцедона почти не наблюдается.

Полупрозрачный, мутноватый характер опалового цемента сахаровидных кремнистых песчаников обуславливается тонкими, рассеянными выделениями глинистого материала. В шлифах в проходящем свете глинистое вещество наблюдается в виде непрозрачных хлопьевидных образований; в отраженном свете глинистые выделения имеют белую окраску. Глинистый материал в этих песчаниках следует рассматривать как остаточное вещество, возникающее в результате разложения главным образом цеолитов, присутствующих в неизменных вмещающих породах.

По химическому составу сахаровидные окремненные песчаники характеризуются некоторым уменьшением содержаний кремнезема. За

счет хлопьевидного глинистого вещества заметно увеличиваются количества глинозема (см. табл. 1).

Наконец, в периферических зонах линзовидно-пластовых залежей и конкреционно-желвачных образований при переходе их в рыхлые нецементированные пески опаловый цемент приобретает глобулярную и сростково-агрегатную структуру. Окремненные породы с такой структурной разностью опала обычно характеризуются весьма слабой цементацией и прочностью. Этот же структурный опал развивается по ходам илюдных организмов и в настоящее время — в естественных выходах песчаных палеогеновых пород в обрывистых склонах рек и балок. Ризолиты прослеживаются во многих местах в бассейне Нижнего Дона и на Волге. В частности, на Волге они хорошо выделяются среди мелкозернистых песков в правом обрывистом склоне в районе Волгограда и Волгоградской ГЭС.

3. ГЕНЕЗИС ПАЛЕОГЕНОВЫХ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

В составе рассматриваемых кремнистых пород достаточно четко выделяются два основных элемента: терригенный (песчаный или алевроит-песчаный) материал и цементирующая халцедон-опаловая масса.

Нет сомнений, что терригенные песчаные или алевроит-песчаные массы представляют собой большей частью типичные морские осадочные накопления. Они формировались в мелководных условиях, часто под воздействием морских течений. Морское происхождение терригенного материала доказывается присутствием в его составе чисто морских минералов и организмов — глауконита, радиолярий, спикул губок и пр., количества которых часто возрастают при переходе пород в рыхлые нецементированные разности.

До последнего времени оставался неясным вопрос об образовании кремнистого опалового и халцедон-опалового цемента. Многие геологи склонялись к мнению, что кремнистые породы и их кремнистый цемент имеют также чисто морское происхождение. Предполагалось, что кремнистый цемент возникал одновременно с толщей вмещающих пород, в стадию диагенетических изменений осадков. Однако приведенные выше данные об узко локальном развитии окремненных пород, отсутствующих на водоразделах и в глубоком залегании и прослеживающихся лишь в виде узких четкообразных пластово-линзовидных залежей на склонах речных и балочных долин, противоречит их диагенетической природе. Постепенный переход прочно сцементированных пород к водоразделам в рыхлые пески указывает на то, что их локальное окремнение является вторичным процессом. Это подтверждается и тем, что в зонах речных склонов осуществлялись не только окремнение и цементация рыхлых пород, но также и их глубокое изменение и уничтожение значительной группы аутигенных диагенетических минералов. В процессе вторичных изменений исчезли глауконит, цеолит, глобулярный опал, пирит, сидерит и другие минералы, которыми неизмененные палеогеновые породы в глубоком залегании чрезвычайно обогащены. Несомненно, эти изменения и окремнение пород носили поздний гипергенно-эпигенетический характер.

Локализация сильно окремненных пород в узких зонах, примыкающих к современным речным врезам, указывает на то, что в более позднее время в сторону этих врез происходил усиленный привнос кремнистых масс, обусловивших окремнение пород. Единственной причиной этого привноса могли являться подземные сильно минерализованные,

пород обычно обуславливается главным образом цеолитами. Вместе с тем, в кремнистых породах цеолиты полностью исчезают, указывая тем самым, что возникновение и последующее отложение свободного кремнезема связано именно с разрушением цеолитов. Тонкие хлопьевидные выделения глинистого вещества, наблюдающиеся в сахаровидных кремнистых песчаниках, являются остаточными продуктами разложения цеолитов.

Важное значение в качестве источника кремнезема имеет, по-видимому, также рассеянный глобулярный и отчасти органогенный опал, почти постоянно присутствующий в переменных количествах в палеогеновых и меловых слоях. Сильно щелочными подземными водами эти массы кремнезема, несомненно, могут быть переведены в подвижное состояние и перенестись в зоны речных понижений.

Наконец, некоторое значение в качестве источника кремнезема имеют массы глауконита и других силикатных минералов, разрушавшихся при постепенном поступлении осадочных пород в зону гипергенеза. В кремнистых породах глауконит всегда почти полностью исчезает.

Так же могли влиять выветривающиеся массы сульфидных минералов и углистого шлама, всегда в заметных количествах присутствующие в неизмененных палеогеновых и меловых толщах. Следует отметить, что в зонах речных и балочных склонов происходит и заметное осветление (отбеливание) пород.

Окремнение пород в узко локальных зонах речных и балочных склонов указывает на то, что именно здесь минерализованные подземные растворы, обогащенные кремнеземом, претерпевают резкие изменения, сопровождающиеся выпадением больших масс кремнезема и переходом его в твердую фазу. Изменения эти вызываются весьма сложным комплексом различных причин, но в основе их, как уже установлено многими исследователями (Н. М. Страхов и др.), лежит резкое снижение рН растворов, что непосредственно влечет за собой выпадение кремнезема.

Среди многих причин, обуславливающих изменения рН, наиболее важное значение имеет в данном конкретном случае разбавление сильно минерализованных грунтовых растворов более пресными с невысокими значениями рН. В склонах речных и балочных долин, при подходе пород и грунтовых растворов близко к дневной поверхности некоторое значение, по-видимому, имело разбавление минерализованных растворов просачивающимися атмосферными водами. Так, например, выпадение кремнезема в ходах илоядных организмов, наблюдаемое в современных склонах, и образование в них слабо сцементированных конкреций можно объяснить просачиванием атмосферных вод. Однако основным фактором изменения и разбавления минерализованных подземных растворов является прирусловой внутрипластовый водоупор, создаваемый поверхностными речными водами, обычно с очень низкой минерализацией.

Ширина прирусловых зон, охватываемых просачивающимися речными водами, определяется пористостью пород, слагающих берега, тектоническими условиями, внутрипластовым водным давлением и пр. На рассматриваемой территории, тектонически почти ненарушенной, ширина прирусловой зоны сравнительно небольшая.

Привнос кремнезема минерализованными подземными водами в сторону речных долин и прирусловое внутрипластовое их разбавление следует рассматривать как сравнительно постоянный и длительный процесс. Длительностью процесса объясняется поступление и выпадение в прирусловых зонах палеогеновых пород больших масс кремне-

зема, формировавших цемент сплошных плотных, компактных кремнистых линз среди песчаных пород.

Между концентрациями кремнезема и значениями рН подземных растворов в некоторые отрезки времени, по-видимому, создавались условия равновесий, которые способствовали (наравне с выпадением опала) образованию халцедона, обычно замещающего поровые пространства в окремненных породах.

Значение речного водоподпора в образовании окремненных пород подтверждается однозначным гипсометрическим положением залежей и не всегда полным их совпадением с седиментационным наслоением. Приуроченность залежей к современным склонам речных систем (бассейны рек Дона, Донца, Волги) позволяет считать, что окремнение пород происходило в четвертичное время или, может быть, местами в конце третичного, при закладывании речных систем. Положение залежей на высоте нескольких десятков метров над современным уровнем рек указывает на то, что уровни находились намного выше, чем сейчас. Последующее углубление русел рек и понижение их уровней отразилось в формировании нескольких горизонтов окремненных пород. Не исключена возможность, что в изменении уровней речных вод, периодически создававших длительный внутрисластовый водоподпор и разбавление подземных вод, важное значение имели многократные оледенения, особенно в межледниковые эпохи.

В настоящее время процессы окремнения на рассматриваемой территории развиты слабо. В результате глубокой эрозии палеогеновых и меловых пород и выхода их почти на дневную поверхность на огромных площадях они были сильно промыты атмосферными водами. Это нарушило общий внутрисластовый гидрохимический процесс и режим, которые способствовали ранее локализованному окремнению. Наступили также резкие изменения и в характере речного поверхностного стока.

Среди глубокозалегающих палеогеновых и меловых слоев окремненные песчаники встречаются редко и лишь в виде конкреционных образований. Они приурочены исключительно к зонам перерывов, что позволяет усматривать здесь воздействия тех же гипергенно-эпигенетических процессов, которые наблюдаются и в современных речных склонах.

Более широкого развития, особенно среди верхнемеловых отложений, достигают опоки. Однако генетически этот тип окремненных пород принципиально не отличается от окремненных песчаников. Их кремнистая опаловая часть возникала в результате тех же гипергенно-эпигенетических процессов. В древних глубокозалегающих слоях опоки связаны с зонами перерывов, в современных условиях они, как и окремненные песчаные породы, приурочены к зонам речных врезов и обвалах водоразделов не прослеживаются.

В отличие от окремненных песчаников, образование опок происходило в результате окремнения более тонких и менее пористых, главным образом целит-глинистых пород. По-видимому, в результате менее значительной пористости и проницаемости первоначальных пород стекловидные разности опала в процессах окремнения почти не образовывались. Основная масса опала в меловых и палеогеновых опоках в бассейнах Дона и Волги представлена глобулярно-сростковой разностью. И лишь на некоторых участках опал приобрел стекловидную структуру.

Таким образом, основные массы окремненных пород (осадочные кварциты, кремнистые песчаники, опоки) имеют в их кремнистой части вторичное гипергенно-эпигенетическое происхождение.

В современной геоморфологической обстановке эти породы локализируются вдоль прирусловых зон речных склонов. В древних толщах, в глубоком залегании они связаны с зонами перерывов, где их образование также происходило в результате вторичных процессов, и по-видимому, приурочивалось к склонам древних долинных врезов.

Привнос кремнистых масс в зоны склонов речных долин осуществлялся сильно минерализованными щелочными грунтовыми водами, насыщенными кремнеземом, за счет разложения силикатов, а также рассеянного хемогенного и органогенного опала.

Выпадение и концентрация кремнезема в зонах долинных врезов, вызывавших окремнение пород, обуславливались разбавлением и снижением рН подземных растворов; основной причиной последнего являлся прирусловой внутрипластовый водоупор, создававшийся мало-минерализованными речными водами.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена. Докл. АН СССР, т. 73, № 6, 1950.
- Васильев В. С. Морденит в мезо-кайнозойских отложениях Нижнего Поволжья и Западного Казахстана. Докл. АН СССР, т. 95, № 1, 1954.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. ч. 2, ГНТИ, 1940.
- Ренгартен Н. В. Минералого-петрографическое исследование меловых и палеогеновых отложений Восточного склона Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., № 41, вып. 117, 1950.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, 1947.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.
- Шамрай И. А. Типоморфные разности опала в палеогеновых слоях Нижнего Поволжья и на Дону. Докл. АН СССР, т. 77, № 4, 1951.
- Шамрай И. А. Литологический очерк палеогеновых отложений в полосе Северо-Восточный Донбасс — Нижний Дон — Нижнее Поволжье. Уч. зап. Ростовск.-н/Д. гос. ун-та, т. 18, 1952.

Государственный
университет
г. Ростов-Дон

Дата поступления
19.VI.1964

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОЙ АССР

Н. И. ЮДИН

Прогнозные и поисковоразведочные работы в Сибири (ГИГХС, Западно-Сибирское и Красноярское геологические управления и др.) выявили в последние годы районы, перспективные в отношении фосфоритов (Горная Шория, Кузнецкий Ала-Тау, Батеневский кряж, Восточный Саян, Западное Прибайкалье). Фосфориты на востоке нашей страны приурочены преимущественно к верхнедокембрийским и нижнекембрийским отложениям и принадлежат различным генетическим типам (Гиммельфарб, 1959; Красильникова, 1962). В соответствии с этим Лаборатория осадочных полезных ископаемых проводит работу по изучению фосфоритоносности древних толщ Тувинской АССР.

В 1962 г. нами впервые были выявлены фосфоритоносные отложения на юго-востоке Тувы (нагорье Сангилен), приуроченные к карбонатно-кремнистому комплексу пород чартынской свиты верхнего протерозоя. Их описанию и посвящена статья.

Краткие географические сведения. Нагорье Сангилен характеризуется гольцовым плосковершинным рельефом с отметками водоразделов от 2200 до 2600 м над уровнем моря. На территории Сангилена обособляются два горных узла с альпийским рельефом, где абсолютные отметки достигают 3200—3300 м. В западной и юго-западной частях нагорья рельеф понижается. Речная сеть представлена двумя крупными системами — Енисейской и Тес-Хемской. Река Тес-Хем отделяет западные предгорья Сангилена от восточной окраины Убсу-нурской котловины.

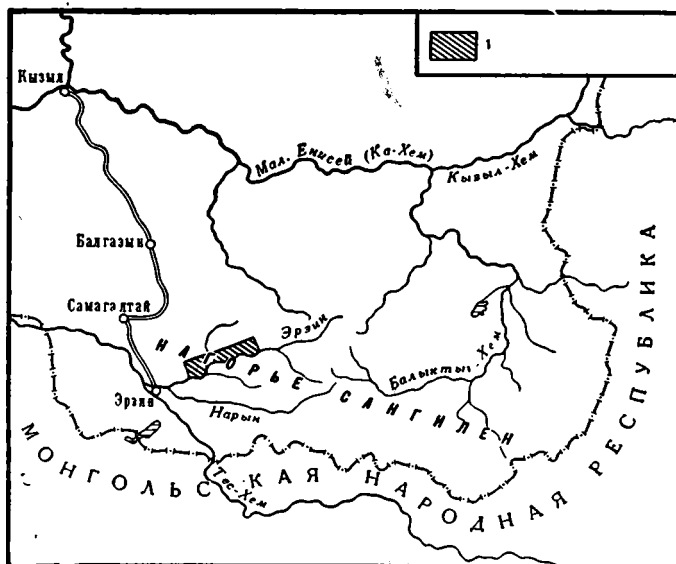
Район развития фосфатсодержащих пород находится в северо-западной части Сангилена (фиг. 1), на правом берегу р. Эрзин (правый приток р. Тес-Хем), в 160 км юго-восточнее г. Кызыла и в 35 км северо-восточнее пос. Сарыг-Булун (пос. Эрзин).

Геологическое строение. Нагорье Сангилен сложено преимущественно осадочно-метаморфическими породами позднего докембрия, прорванными интрузиями гипербазитов и различных гранитоидов. Первые стратиграфические схемы докембрийских отложений Сангилена были предложены А. П. Божинским и А. В. Левенко. Изучением докембрийских толщ занимались также А. В. Ильин, В. М. Моралев, Ю. М. Шейнманн, А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов и др.

В разрезе докембрия этого района выделяются два комплекса отложений — терригенный и карбонатный. Литологический состав каждого из них различен в разных районах их распространения.

Терригенный комплекс, залегающий в основании разреза, развит на южной, западной и северо-западной окраинах нагорья Сангилен; в виде отдельных полей встречается в восточной части нагорья, а так-

же за пределами Сангилен, на территории Монголии. Он расчленяется на две свиты — тесхемскую и мугурскую. Однако в ряде районов терригенный комплекс имеет однообразный литологический состав и выделяется под названием чинчилигской толщи. Представлен он метаморфизованными породами — различными сланцами, гнейсами, кварцитами. К самым верхним частям чинчилигской толщи, в районе Мугурского железорудного месторождения, приурочено два пласта полосчатых железистых (магнетитовых) кварцитов мощностью около 10 м



Фиг. 1. Обзорная карта юго-восточной части Тувинской АССР
1 — фосфоритонасность

каждый. Вся эта толща пронизана пластовыми жилами и инъецирована гранитами. Общая мощность комплекса не менее 3000 м.

Карбонатный комплекс выполняет внутреннюю часть массива Сангилен. А. В. Ильин (1958а), подразделяет его на три свиты: балыктыгхемскую, чартыгскую и нарынскую. Первые две свиты он относит к верхнему протерозою, последнюю — к синию (риффею).

Опорные разрезы карбонатного комплекса отложений позднего докембрия нами были изучены в бассейнах рек Эрзин и Нарын.

Балыктыгхемская свита широко развита на нагорье Сангилен. В бассейне р. Нарын она представлена главным образом белыми и светло-серыми средне- и крупнозернистыми мраморами, содержащими чешуйки графита. Иногда отмечаются серые и темно-серые известняки в виде маломощных прослоев. Резко подчиненное значение в составе балыктыгхемской свиты имеют прослои биотитовых гнейсов, кварцитов, слюдястых кварцитов, амфиболовых гнейсов и мраморов с примесью силикатов.

На эрзинском участке, в междуречье Баян-Кол и Улор, в основании балыктыгхемской свиты развиты сланцеватые тонкослоистые углистые известняки с примесью обломочного и эпигенетического кварца, мусковита (фиг. 2). Вверх по разрезу они сменяются массивными крупнозернистыми известняками с примесью хорошо окатанных обломочных зерен кварца песчаной фракции.

Возраст	Сбиты	Мощность	Литологическая колонка	Содержание P_2O_5 в %	Краткая характеристика пород
Верхний протерозой	Чартысская свита	~200			Известняки серые, светло-серые, мраморизованные с прослоями темно-серых
		30		6,0 6,7 5,3 6,3	Известняки серые и темно-серые, фосфатизированные
		20			Сланцы известково-кремнистые
		120			Известняки серые, крупнозернистые, песчанистые
		15		2,3 5,3 5,3 5,2	Известняки мраморизованные серые и темно-серые фосфатизированные
		47			Сланцы кремнисто-углистые тонколистобатые
		30		6,6 4,6 6,5 5,8 5,7 6,4 1,9	Известняки мраморизованные серые в средней части разреза, и темно-серые внизу и сверху, фосфатизированные
		10		3,4	Сланцы кремнисто-глинистые, карбонатные
		150			Известняки мраморизованные серые и светло-серые
		30		2,1 6,1 1,5 6,8 10,1 2,1 5,7	Известняки с прослоями кремнистых известняков, кремнисто-глинистых сланцев, фосфатизированных известняков и фосфоритов
		10			Известняки светло-серые мраморизованные
		80		15,6 - -22,0	Сланцы углисто-глинистые, мусковит-кварцевые, бютит-кварцево-карбонатные и кварц-карбонатные с прослоями фосфоритов в верхней части
Чартысская свита	Балынтагская свита	50			Сланцы углистые, кварцсерицитовые тонкоплитчатые
		100			Известняки мраморизованные светло-серые
		50			Известняки темно-серые среднезернистые песчанистые
		100			Сланцы углистые, кварц-серицитовые, карбонатные темно-серые до черных
Чартысская свита	Чартысская свита	100			Сланцы кварцево-слюдистые метаморфические с прослоями кварцитов

Фиг. 2. Геологический разрез верхнепротерозойских (рифейских) отложений по р. Улор. Составил Н. И. Юдин

К северо-востоку от р. Улор, в междуречье Улдун — Гериге, нижняя часть балыктыгхемской свиты представлена переслаивающимися серыми среднезернистыми мраморами, серыми мраморами с мелкими чешуйками графита, слюдяными и амфиболовыми сланцами, кварцитами и углистыми кварцитами с вкрапленностью пирита и пирротина. Верхняя часть свиты сложена в основном белыми и серыми мраморами с графитом, серыми мраморизованными известняками с пиритом и тонкозернистыми известняками. Общая мощность свиты составляет здесь около 2000 м. Таким образом, на правобережье р. Эрзин наблюдается увеличение мощности балыктыгхемской свиты с юго-запада на северо-восток.

Чартысская свита так же, как и балыктыгхемская, наиболее широко развита в Нарынском и Эрзинском районах.

В Нарынском районе, на правобережье р. Нарын, она сложена преимущественно карбонатными отложениями, переслаивающимися с глинисто-терригенно-карбонатными породами в нижней части свиты. Карбонатные породы представлены среднезернистыми белыми или серыми мраморами с чешуйками графита и серыми часто слюдястыми средними и крупнозернистыми известняками в верхней части свиты. Среди известняков наблюдаются пелитоморфные и мелкозернистые разновидности.

Терригенные породы нижней части свиты представлены плотными темно-серыми и бурыми кварцитами, слюдястыми и амфиболовыми кварцитами с вкрапленностью пирита, а также мелкозернистыми мусковитовыми и зелеными амфиболовыми сланцами.

Среди пород чартысской свиты нередко встречаются маломощные пластообразные тела эффузивных пород, сложенных андезитами, альбитофирами и сильно измененными кварцевыми порфирами.

В разрезе по р. Улор в основании чартысской свиты залегает пачка углисто-глинистых сланцев (мусковит-кварцевые, биотит-кварцево-карбонатные, биотитовые и кварц-карбонатные разновидности). Углистое вещество составляет 20—30% объема породы. В сланцах помимо эпигенетического кварца наблюдаются зерна кварца, сохранившие обломочную структуру, а также минералы окислов и гидроокислов железа, образующие неправильные гнезда, линзочки. Иногда хорошо заметно замещение пирита гидроокислами железа. К этой пачке приурочены маломощные прослои кремнистых и кремнисто-углистых фосфоритов.

Сланцевая толща сменяется темно-серыми, иногда черными известняками массивной и слоистой текстуры. В одних пачках эти известняки крупнозернистой структуры, в других — мелко- и среднезернистой. Разрез отложений чартысской свиты в этом районе имеет ритмичное строение. В основании ритма лежат углисто-глинистые кремнистые сланцы, сменяющиеся известняками (см. фиг. 2). Мощность свиты составляет около 700 м.

Известняки на 85—90% состоят из кальцита. Они, как правило, обогащены углистым материалом, количество которого в разных прослоях колеблется от 5 до 10% от общего объема породы. В них наблюдаются редкие обломочные зерна кварца и гнезда вторичного кварца; содержание кварца составляет 3—10%. К кварцевым гнездам и тонким прослоям углистого вещества обычно приурочены агрегаты мелких зерен фосфата. Фосфаты наблюдаются также в виде мелких гнезд. В известняках присутствует небольшое количество доломита в виде мелких ромбических зерен.

К северо-востоку от р. Улор чартысская свита сложена серыми мраморизованными известняками, переслаивающимися с черными углистыми, амфиболовыми и слюдяными кварцитами. В этом направлении в

составе свиты увеличивается роль амфиболовых и слюдястых сланцев и мощность ее возрастает до 2000 м.

Нарынская свита согласно залегает на отложениях чартысской, имеет преимущественно карбонатный состав и представлена серыми и темно-серыми до черных мелкозернистыми известняками, часто слоистой и тонкослоистой текстуры; при ударе известняки обычно пахнут сероводородом.

Среди известняков присутствуют пачки слюдисто-кремнистых, биотитовых, амфиболовых, кварцито-углистых сланцев, имеющих подчиненное значение. Встречаются прослои кварцитов, песчаников и алевролитов. В северных районах нагорья Сангилен нарынская свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю (Ильин, 1958). Для нижней характерно присутствие в разрезе сланцевых прослоев. В верхней подсвите сланцы почти отсутствуют, а известняки имеют более светлую окраску, чем в нижней подсвите. В южной и особенно в юго-восточной частях нагорья Сангилен разрез нарынской свиты состоит из однообразной толщи известняков, почти совершенно лишенных прослоев некарбонатных пород.

В 1945 г. в районе прииска Нарын А. П. Божинским в известняках нарынской свиты обнаружены остатки четырехлучевых губок. В некоторых местах А. В. Ильиным отмечаются пачки водорослевых известняков мощностью в несколько десятков метров.

Полевое опробование пород нарынской свиты на фосфор в бассейне р. Нарын не дало положительных результатов.

Характеристика фосфоритоносных горизонтов. Как уже было отмечено, фосфоритоносные отложения в северо-западной части нагорья Сангилен приурочены к чартысской свите. В разрезе по р. Улор нами выявлено пять фосфоритоносных горизонтов (см. фиг. 2), в которых качественное опробование пород на фосфор проводилось через каждый метр. Штуфные пробы для химического определения P_2O_5 отбирались через 2—4 м, а в некоторых прослоях и чаще¹.

Первый фосфоритоносный горизонт находится в основании чартысской свиты. Здесь в верхней части сланцевой кремнисто-углисто-глинистой пачки, мощностью около 80 м, были обнаружены многочисленные свалы (некоторые глыбы размером $20 \times 30 \times 10$ см) черных фосфоритов с содержанием P_2O_5 до 15—21% явно местного происхождения. В 1963 г. аналогичные фосфориты были встречены И. С. Боровской и В. С. Мысякиной в коренном залегании, в 6 км западнее р. Улор, в разрезе по р. Баян-Кол.

Второй фосфоритоносный горизонт расположен на 10 м выше первой сланцевой кремнисто-углисто-глинистой пачки. Он представлен темно-серыми мелкозернистыми известняками, переслаивающимися с углистыми кремнисто-глинистыми сланцами, и имеет мощность около 30 м.

Разрез этого горизонта следующий (снизу):

1. Известняк мелкозернистый, темно-серый	1,0 м
2. Известняк темно-серый, кремнистый, тонкослоистый, фосфатизированный (P_2O_5 5, 77%)	1,0 м
3. Сланцы кремнисто-углистые, известковистые, серые и темно-серые, слабо фосфатизированные (P_2O_5 2, 11%)	3 м
4. Перерыв в обнажении	4 м
5. Известняк светло-серый, крупнозернистый, песчаный	18 м
6. Известняк серый и темно-серый, кремнистый, фосфатизированный (P_2O_5 8,70—10,13%)	0,5 м

¹ Приведенные в колонке и тексте содержания P_2O_5 характеризуют фосфатизацию каждого фосфоритоносного горизонта в целом, за исключением первого, в котором определения P_2O_5 производились только в фосфоритах.

7. Известняк темно-серый, песчанистый, тонкослоистый, слабо фосфатизированный (P_2O_5 1,46—2,78%)	3,50 м
8. Известняк серый, тонкослоистый	0,5 м
9. Сланец темно-серый, углистый	1,0 м
10. Известняк темно-серый, мелкозернистый, тонкослоистый, фосфатизированный (P_2O_5 4,12%)	0,3 м
11. Известняк серый и темно-серый с прослоями кремнистых сланцев и тремя прослоями фосфатизированных известняков мощностью от 20 до 40 см каждый (P_2O_5 2,14—3,10%)	3 м

Как следует из только что приведенного описания разреза фосфоритоносного горизонта, его литологический состав, мощность и содержание P_2O_5 значительно колеблются. Наиболее высокое содержание фосфорного ангидрида наблюдается в кремнистых известняках.

Третий фосфоритоносный горизонт, мощностью 30 м, расположен примерно в 160 м выше по разрезу. Он представлен темно-серыми мелко- и среднезернистыми известняками, подстилается фосфатизированными серыми кремнисто-глинистыми сланцами (P_2O_5 3,42%) и перекрывается пачкой бесфосфатных черных углисто-кремнистых сланцев.

В основании горизонта залегают серые известняки с тонкими прослоями темно-серых. Более высокое содержание фосфора отмечается в темно-серых разностях. Верхняя часть горизонта мощностью около 10 м представлена однотонными темно-серыми доломитизированными известняками. Для химического анализа было отобрано 15 образцов через равные интервалы. Все они показали повышенное содержание P_2O_5 (от 3,65 до 8,44%). В большинстве образцов содержится P_2O_5 5% и более (см. фиг. 2). Лишь в двух образцах, взятых из основания и верхней части известняковой пачки, отмечается менее 2% P_2O_5 . Этот фосфоритоносный горизонт характеризуется невысоким, но выдержанным содержанием P_2O_5 .

Четвертый фосфоритоносный горизонт отделен от третьего пачкой углисто-глинисто-кремнистых сланцев и залегает в основании 135-метровой толщи известняков на контакте со сланцевой толщей. Мощность его около 15 м. Он представлен перемежающимися разностями серых и темно-серых известняков мелкозернистой структуры. Химические анализы точечных проб показывают содержание P_2O_5 от 2,31 до 5,33%. Известняки чистые, нерастворимый остаток составляет не более 5%. Фосфатизированные известняки вверх по разрезу сменяются бесфосфатными серыми крупнозернистыми известняками с примесью обломочного кварцевого материала.

Пятый фосфоритоносный горизонт расположен в 140 м выше четвертого в основании мощной толщи известняков, контактирующей с нижележащей 20-метровой пачкой бесфосфатных известково-кремнистых сланцев. Мощность его 30 м; представлен он серыми мелкозернистыми известняками с прослоями темно-серых известняков. Как те, так и другие разности содержат (по химическим анализам образцов) от 5,35 до 8,72% P_2O_5 . Известняки чистые, с небольшой примесью нерастворимого остатка (не более 4%). Вверх по разрезу они переходят в бесфосфатные известняки светло-серого, серого и темно-серого цвета.

Фосфоритоносные горизонты, выявленные в разрезе чартысской свиты по р. Улор, прослежены на запад по простиранию не более чем на 200 м, и поэтому сейчас трудно судить о их выдержанности.

В разрезе по р. Баян-Кол, в основании чартысской свиты карбонатно-глинистого состава наблюдается шесть прослоев черных углистых фосфоритов мощностью от 1 до 3,5 м каждый. Содержание P_2O_5 в точечных пробах колеблется от 7 до 24%. Этот фосфоритоносный горизонт сопоставляется с первым фосфоритоносным горизонтом улорского разреза.

В разрезе по р. Баян-Кол выше залегает горизонт фосфатизированных известняков, мощностью 120 м, который может быть сопоставлен с верхней частью фосфоритоносной толщи улорского разреза.

Горизонт представлен в основном известняками с маломощными прослоями кремнисто-углистых сланцев. Известняки мраморизованы, содержат большую примесь углистого материала. В зависимости от содержания углистого вещества они окрашены либо в серый, либо в темно-серый цвет. Характерно пятнистое окрашивание известняков. Известняки сравнительно чистые. Содержание нерастворимого остатка в них колеблется от 1 до 10%, в том числе кремнезема не более 5%. Нерастворимый остаток представлен кварцем, глинистым материалом, углистым веществом, акцессорными минералами (рутил, циркон и др.) и шпиром.

Опробование пород этой толщи на фосфор было проведено через каждый метр. Во всех случаях отмечалось повышенное содержание фосфора. Некоторые штучные образцы подверглись спектральному и химическому анализам. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 0,57 до 10,66%. Результаты определения P_2O_5 показывают, что на фоне повышенного содержания фосфора в толще известняков наблюдаются участки со значительным содержанием P_2O_5 . Горизонт фосфатизированных пород был прослежен в естественных обнажениях по простиранию на 250 м.

Как следует из приведенного описания чартысской свиты, мощность фосфоритоносных пород в разрезе по р. Улор составляет более 500 м, при этом наблюдается связь фосфатонакопления с литологическим составом пород. В нижней части фосфоритоносной толщи фосфориты связаны с углистыми кремнисто-глинистыми сланцами (первый фосфоритоносный горизонт) и характеризуются более высоким содержанием P_2O_5 ; в верхней части толщи фосфатизация связана с известняками и приурочена к контакту карбонатных пород с нижележащими кремнисто-слюдястыми и кремнисто-карбонатными сланцами; содержание P_2O_5 в ней значительно ниже.

На основании сходства фаций чартысской свиты с фациями той же свиты, развитой северо-восточнее и западнее, нами было высказано предположение о распространении фосфоритоносных отложений северо-восточнее р. Улор и западнее р. Баян-Кол. Это предположение подтвердилось работами сотрудников Лаборатории осадочных полезных ископаемых И. С. Боровской и В. С. Мысякиной, обнаруживших в разрезах чартысской свиты по рекам Улдун и Гериге и западнее р. Баян-Кол прослой фосфатизированных пород с содержанием P_2O_5 от 1,5 до 3,8% и фосфоритов. Таким образом, полоса фосфоритоносных отложений на правобережье р. Эрзин прослеживается по простиранию на 35—40 км (от р. Морен до р. Гериге).

Микроскопическое изучение черных углистых фосфоритов, приуроченных к нижней части чартысской свиты, показывает, что они состоят в основном из фосфатного вещества, углистого материала, халцедона и кварца. Кроме этих основных компонентов, присутствует небольшая примесь гидрослюдистых минералов. Результаты химических анализов свидетельствуют о том, что черные фосфориты нижней части свиты имеют различный состав (см. таблицу). Одни разности (обр. 203, 561) содержат P_2O_5 от 16,60 до 20,62%, углерода 30—32% и кремнезема 9—17%. Другие (обр. 15) при высоком содержании P_2O_5 (24,60%) и углерода (28,08%) имеют в своем составе небольшое количество SiO_2 (2,70%). Третьи (обр. 207 и 211) содержат P_2O_5 17—18%, кремнезема 34—40% и углерода лишь 1%.

Химический состав фосфоритов (%) *

Разновидности фосфоритов	Содержание компонентов													
	№ образца	P ₂ O ₅	SiO ₂ (в скобках — в том числе кварц)	$\frac{1}{2}$ Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CO ₂	C	MnO	F	H ₂ O-	H ₂ O+	Сумма
Карбонатные	611	7,98	—	0,10	1,00	1,40	54,04	34,95	0,23	Следы	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,70
	610	8,02	4,20	1,10	0,80	2,37	48,00	32,60	1,52	»	»	»	»	98,61
	591	7,83	3,50	0,20	1,00	2,00	51,50	32,65	0,30	»	»	»	»	98,98
	589	6,17	4,50	0,70	0,70	1,50	51,24	33,85	0,70	»	»	»	»	99,36
	570	5,40	5,00	0,61	1,11	3,00	46,00	32,00	5,70	0,61	»	»	»	99,43
	65	9,78	—	0,20	1,00	2,10	54,48	32,10	0,50	—	»	»	»	100,16
Кремнисто-карбо- натные	573	9,46	33,70	6,60	1,50	1,10	26,32	11,70	9,50	Следы	»	»	»	99,88
	598	5,54	15,40	2,80	0,80	10,0	32,88	29,60	2,80	0,19	»	»	»	100,01
	11	6,85	30,60 (12,40)	7,94	1,00	10,44	23,2	5,35	11,22	0,71	0,53	0,36	2,0	100,20
Кремнисто-углистые	203	16,60	17,34 (12,50)	4,95	1,51	0,39	24,2	0,60	29,8	Следы	1,14	0,52	1,0	98,05
	218	20,70	5,12 (2,70)	2,69	1,03	0,64	31,36	0,20	34,42	»	1,31	Общее		98,17
	10	18,50	14,06 (10,40)	0,98	0,34	0,65	27,30	0,60	34,76	»	0,88	0,70		
Кремнистые	207	17,40	40,88 (36,50)	5,01	0,50	6,77	24,08	0,55	0,64	0,30	0,57	1,71	0,36	100,14
	211	18,20	34,04 (28,20)	6,59	0,61	8,18	24,92	0,40	1,06	0,32	0,15	2,0		98,85
	211	18,20	34,04 (28,20)	6,59	0,61	8,18	24,92	0,40	1,06	0,32	1,14	0,20	3,10	98,76
Углистые	15	24,60	2,70 (2,10)	1,17	0,36	0,54	37,8	1,60	28,08	Следы	2,06	0,30	Нет	99,21
	561	20,62	9,00	2,00	1,00	1,00	30,5	1,35	32,16	»	Не опр.	—	—	97,63

* Химические анализы выполнены в химической лаборатории ЛОПИ. Аналитики О. В. Уранова, Т. А. Мельникова.

Для всех этих разновидностей фосфоритов характерно почти полное отсутствие в их составе карбонатов, наличие примеси глинистых минералов и значительного количества свободного кремнезема (от 12 до 36%).

Фосфориты, приуроченные к карбонатным толщам пород второго — пятого фосфоритоносных горизонтов, имеют более низкое содержание P_2O_5 (5,5—9,5%) и относятся скорее к фосфатизированным известнякам. В их составе наблюдается небольшое количество кремнезема, углерода и нерастворимого остатка.

По петрографическим признакам фосфориты Тувинской АССР относятся к пластовому типу.

На основании результатов химических анализов и микроскопического изучения состава примесей, нами среди тувинских фосфоритов предварительно выделено несколько разновидностей, которые приведены в таблице. Определенный интерес представляет кремнисто-углистая и углистая разновидности фосфоритов, содержащих 28—34% углерода. Они требуют дальнейшего специального изучения.

Вопросам минералогии фосфатного вещества фосфоритов посвящена довольно обширная литература, в которой высказываются различные точки зрения на минеральные особенности фосфатных минералов. А. В. Казаков (1937), Б. М. Гиммельфарб (1962), А. И. Смирнов (1958) и другие исследователи считают, что фосфатные минералы фосфоритов приближаются по своему составу к фторапатиту, хотя и отличаются от него некоторыми свойствами (параметры решетки, показатели преломления, удельный вес и др.). А. И. Смирнов, изучавший фосфатное вещество фосфоритных руд различных генетических типов (диагенетических, седиментационных и метаморфизованных), установил, что в его состав входит несколько фосфатных минералов из группы фторапатита. Однако он отмечает, что в чистом виде пока не удалось выделить ни один из этих минералов (Смирнов и др., 1958).

Микроскопическое изучение фосфоритов и фосфатизированных пород Тувинской АССР показывает, что основная масса фосфатного вещества представлена агрегатами оптически изотропных тонкодисперсных кристалликов, образующих мелкие гнезда, линзочки, зерноподобные включения в карбонатной, углистой и кремнистой массе породы. Встречаются и сравнительно крупнозернистые разновидности фосфатов с достаточно ясным двупреломлением. Фосфатные зерна имеют обычно округлую или овальную, часто вытянутую форму. Наблюдаются крустификационные каемки вторичного фосфата вокруг зерен халцедона, кварца и «аморфных» зерен фосфата. Фосфатное вещество бесцветное, но встречаются разновидности, окрашенные в красновато-бурый, желтовато-бурый и желтый цвета.

В кремнисто-углистой разновидности фосфорита видимые под микроскопом скопления фосфата приурочены к кремнистым и углистым участкам породы. В кремнисто-карбонатной разновидности они наблюдаются в окремнелых участках известняка. В углистой разновидности фосфоритов фосфат находится в тонкой смеси с углистым материалом или обособляется в виде гнезд, линзочек.

Фосфатное вещество в значительной части находится в породе, по видимому, в тонкодисперсном или коллоидном состоянии, и вследствие обогаченности пород чартынской свиты углистым и карбонатным материалом в шлифах его не видно. Специальных минералогических исследований фосфатного вещества фосфоритов не проводилось, и поэтому сейчас трудно сказать что-либо определенное о его составе. Однако вычисленные по данным химических анализов некоторых образцов кремнисто-углистой и углистой разновидностей фосфоритов значения

процентных отношений $\text{CaO}:\text{P}_2\text{O}_5$, $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{F}:\text{P}_2\text{O}_5$ очень близки к значениям фторкарбонатапатита. Показатели преломления ряда фосфатных зерен колеблются в пределах 1,627—1,635 и соответствуют фторкарбонатапатиту. На основании этих данных фосфаты, входящие в состав кремнисто-углистой и углистой разновидностей фосфоритов, относятся к фторкарбонатапатитам.

На северо-западе нагорья Сангилен, в отложениях карбонатного комплекса отложений верхнего протерозоя (рифей), намечается парагенетическая связь фосфата с относительно чистыми известняками и карбонатно-кремнистыми породами. Наблюдается ассоциация фосфатов с кварцем, халцедоном, доломитом и органическим веществом.

Литологическая приуроченность фосфатов нагорья Сангилен, их парагенетическая связь с отмеченным комплексом минералов характерны для фосфоритовых месторождений геосинклинального типа (Гиммельфарб, 1962).

Накопленный в настоящее время материал по фосфоритовосности позднекембрийских и нижнекембрийских отложений Сибири, а также данные о месторождениях фосфоритов других районов СССР (Кара-Тау) и зарубежных стран (КНР, ДРВ) свидетельствуют о перспективности нижнекембрийских и рифейских отложений складчатых областей, обрамляющих Сибирскую платформу, для поисков промышленных месторождений фосфоритов.

Приуроченность фосфатизированных пород и пока небольших находок фосфоритов на юго-востоке Тувинской АССР к отложениям, близким по возрасту, общему геологическому строению и фациям к отложениям других районов Алтае-Саянской складчатой области, где уже известны фосфоритные месторождения, широкое развитие этих отложений, позволяют рассматривать Тувинскую АССР как перспективный район.

Дальнейшие работы необходимо направить на проведение детальных тематических и ревизионно-поисковых исследований на фосфориты с целью общей оценки фосфоритовосности докембрийских отложений Тувинской АССР и выявления наиболее перспективных площадей для поисков фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритных месторождений СССР. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Гиммельфарб Б. М. Состояние и перспективы расширения сырьевой базы производства фосфатных удобрений на территории СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962.
- Ильин А. В. Новые данные по стратиграфии и метаморфозу древних толщ юго-восточ. Тувы. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Ильин А. В. О докембрии и кембрии нагорья Сангилен (Тува). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, т. 33, вып. 1, 1958а.
- Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува). Сов. геология, № 4, 1958б.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Железистые кварциты в Туве. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Ильин А. В., Шейнманн Ю. М. Восточная Тува. В кн. «Нижний докембрий». Госгеолтехиздат, 1963.
- Казakov А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Химтеоретиздат, 1937.
- Красильникова Н. А. Геологические предпосылки для поисков фосфоритов в кембро-синийских отложениях Алтае-Саянской складчатой области. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3, 1962.
- Левенко А. И. О докембрии юго-восточной Тувы (нагорье Сангилен). Докл. АН СССР, т. 65, № 2, 1949.
- Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Плотникова В. И., Фридман Н. Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритов. Тр. ГИГХС, вып. 4, 1958.

Лаборатория осадочных полезных ископаемых
Госгеолкома СССР, Москва

Дата поступления
28.V.1964

К ПОЗНАНИЮ ГЛАУКОНИТОВ

А. У. ЛИТВИНЕНКО

1. ВВЕДЕНИЕ

Глауконит принадлежит к числу самых распространенных минералов осадочных пород и используется как полезное ископаемое в различных отраслях промышленности и в сельском хозяйстве. Интерес к его изучению возрастает также в связи с тем, что он является важным индикатором геохимических и фациальных условий образования осадочных пород (Gumbel, 1886; Швецов, 1948; Горбунова, 1950; Запорожцева, 1954; Бушинский, 1954; Шатский, 1955; Казаков, 1957; Страхов, 1960 и др.).

Из данных, приведенных в работах Л. Н. Формозовой (1949), Л. И. Горбуновой (1950), Ф. В. Чухрова (1955), Е. К. Лазаренко (1956) и других исследователей, видно, что формы нахождения глауконита многообразны, а его химический состав изменяется в весьма широких пределах. По структуре минерал относится к группе гидрослюд. Характерной особенностью глауконита является образование его в современных морях и океанах. Изучение условий образования этого железистого силиката в современных морских бассейнах во многом способствует выяснению условий его образования в древних водоемах. Глауконит современных отложений — типичный аутигенный минерал морских бассейнов с нормальной соленостью. Но в древних водоемах глауконит возникал и в осадках солоноватых, в известной мере опресненных бассейнов, что свидетельствует, по-видимому, о некотором диапазоне колебаний физико-химических условий среды его образования.

Глауконит морского происхождения встречается в разнообразных литологических ассоциациях различного возраста, образующихся в области шельфа и верхней части континентального склона, и связан преимущественно с трансгрессивными сериями пород. Более всего он тяготеет к фосфоритоносным формациям. Глауконитовые породы широко распространены в отложениях почти всех геологических эпох — от докембрийской до современной. Особенно большое их накопление наблюдается в верхнем мезозое и в палеогене. Отложения каменноугольной и пермской систем обеднены глауконитом. Последнее обстоятельство объясняется, вероятно, обилием органического вещества в отложениях карбона, вследствие которого при диагенезе железа оказалось связанным в карбонатах и сульфидах, а также неблагоприятными климатическими условиями для образования железистых силикатов в пермское время. Не характерен глауконит также и для неогеновых отложений опресненных закрытых морей восточного Причерноморья. Здесь аутигенный глауконит обнаружен в повышенных количествах лишь в отложениях киммерия.

В литературе неоднократно отмечался весьма характерный парагенезис глауконита с фосфоритами древних отложений. Глауконитовые породы нередко ассоциируют также с пластами оолитовых железных

руд, более того, аутигенный глауконит входит в состав самих оолитовых руд. Это позволило Л. Н. Формозовой (1960) выделить особый тип железорудных месторождений, отнесенных ею к терригенно-фосфатно-глауконитовой формации. К этому типу относятся месторождения верхнемеловых оолитовых руд Западно-Сибирской низменности: Аятское, Мугайское и Марсятское на Восточном склоне Урала и Колпашевское на юго-востоке низменности в бассейне р. Оби; Сынтульское месторождение в келловейских отложениях, Хоперское в сантонских, месторождения среднего эоцена Техаса, рудопроявления в валанжине Егорьевского месторождения и в Оренбургской области.

В рудоносной толще Колпашевского железорудного бассейна, мощностью 60—70 м, наблюдается чередование прослоев, в которых соотношение между оолитовыми образованиями и глауконитом резко изменяется (Беллер и Храмов, 1962). В этой толще встречаются соли существенно глауконитовых пород, состоящих на 60—70% из зеленого глауконита, сцементированного лептохлоритовым цементом. Другие прослои в верхней пачке рудоносной толщи состоят из оолитов, образующих до 60—90% от общей рудной массы. Здесь установлена также смена фаций на площади бассейна с востока на запад: гидрогетитовые руды сменяются лептохлоритовыми, затем глауконитами. Важную роль играют глаукониты в сложении рудоносной и особенно рудовмещающей толщи Аятского железорудного бассейна (Узбеков, 1951).

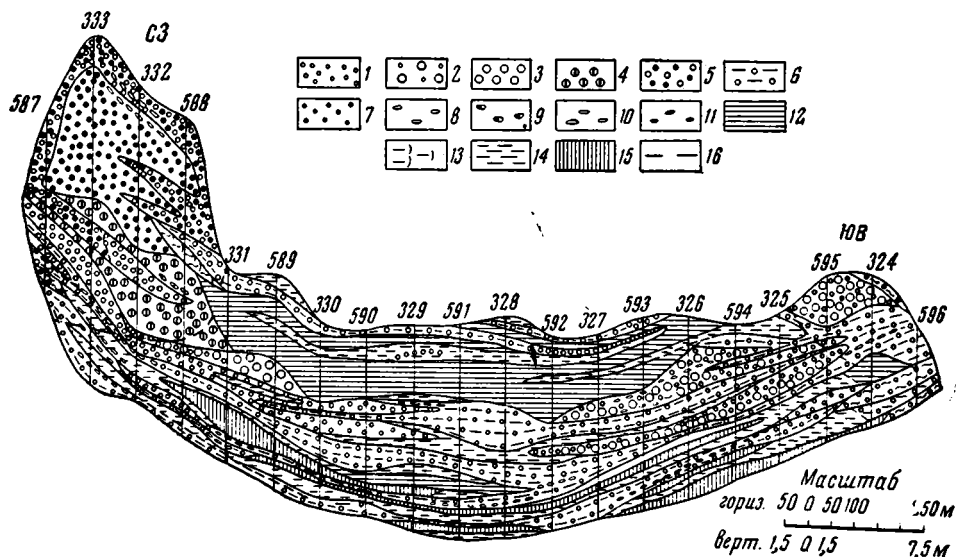
Аналоги этой глауконитсодержащей железорудной формации встречаются и среди марганцевых формаций. Главной из них является Никопольская марганцевая формация (ортокварцито-глауконитоглинистая). К ней приурочены основные месторождения марганцевых руд с запасами, в четыре раза превышающими запасы руд месторождений всех остальных марганцевых формаций (Варенцов, 1962). Н. М. Страхов (1963) подчеркнул одно чрезвычайно важное явление для познания процесса рудообразования в Никопольском бассейне: в олигоценовом море происходило не только интенсивное накопление марганца, но и зачаточный железорудный процесс. Последний выразился в образовании железистых глауконитсодержащих олигомиктовых песков в зоне ближнего выклинивания марганцевых руд.

Рудоносные отложения Керченского бассейна Л. Н. Формозовой не были включены в состав терригенно-фосфатно-глауконитовой формации главным образом в связи с тем, что до последнего времени роль глауконитовых образований в киммерийских отложениях бассейна не была выяснена. У ряда исследователей существовало мнение о присутствии в киммерийских отложениях этого бассейна лишь терригенного глауконита в виде редких зерен. Л. О. Станкевич выявил незначительное распространение аутигенного глауконита в рудном горизонте некоторых керченских мульд. Детальное изучение строения рудоносного горизонта бассейна, проведенное нами совместно с Г. Г. Невойсой в 1955—1960 гг., позволило более полно выяснить особенности распространения, форм нахождения и состава керченских глауконитов во всех месторождениях бассейна.

2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ И СОСТАВ ГЛАУКОНИТОВ КЕРЧЕНСКОГО БАСЕЙНА

На Керченском месторождении глауконит присутствует главным образом в подрудных нижнекиммерийских и в рудных среднекиммерийских отложениях. Глауконитсодержащие породы образуют среди оолитовых руд и глин несколько (2—5, редко более) прослоев мощностью от 0,08—0,2 до 1—1,5 м (фиг. 1). Эти прослои представлены глаукони-

товыми и кварцево-глауконитовыми песчаниками (иногда с включениями раковин пеллеципод и редкими фосфоритовыми конкрециями размером до 8—15 мм), алевритами с глинистым или хлоритовым цементом и глауконитовыми глинами (пелитоморфный глауконит). В песчаниках и алевритах глауконит содержится в количестве от 12 до 75%, глинистые минералы от 0 до 86%, железистые хлориты 0—50%, сидерит или олигонит 0—20%, кварц 0—22%, вивианит или фосфорит до



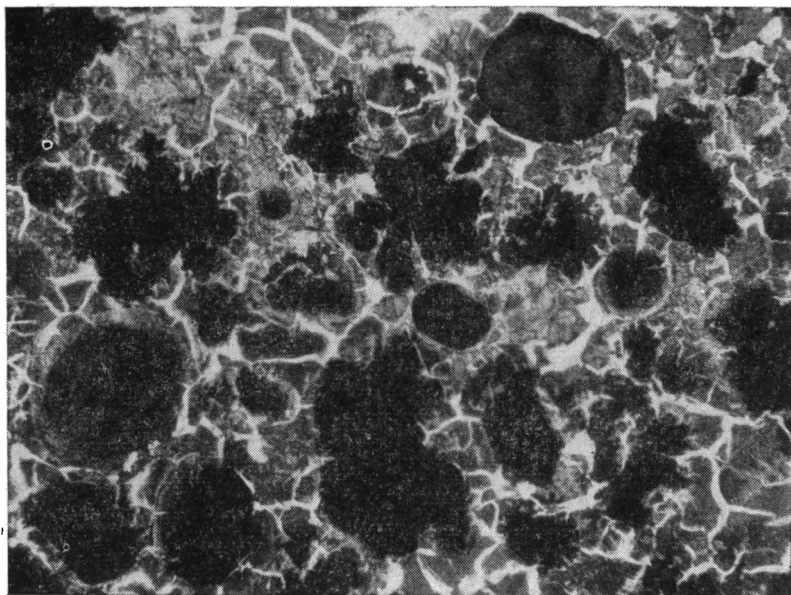
Фиг. 1. Условия залегания глауконитовых пород в рудной залежи Кыз-Аульской мульды (по А. У. Литвиненко и Г. Г. Невойсе)

Разновидности руд: 1 — густовкрапленная мелкооолитовая, 2 — разнооолитовая, 3 — крупнооолитовая, 4 — обожренная крупнооолитовая, 5 — обломочнооолитовая, 6 — редковкрапленная, 7 — обломочная; конкреции, 8 — гидрогетитовые, 9 — гидрогетито-псиломелановые, 10 — псиломелано-баритовые, 11 — сидеритовые и олигонитовые; 12 — глины, 13 — глинистый ракушечник, 14 — глины ожелезненные, 15 — глауконитовые породы (песчаники и алевриты), 16 — граница распространения окисленных руд

2—3%, гетит-гидрогетит, образующийся в результате окисления и разрушения железистых минералов, до 3—7%. Содержание глауконита в рудах также непостоянно.

На ряде участков бассейна (Кыз-Аульская, Керченская мульды) установлено, что минимальное количество глауконита (редкие зерна или небольшие их скопления) содержится в густовкрапленных оолитово-пизолитовых и крупнооолитовых рудах, формировавшихся вблизи береговой линии киммерийского моря. В мелкооолитовых рудах содержание глауконита составляет в среднем 2—3%, а в редковкрапленных рудах, формировавшихся далее от береговой линии киммерийского моря и на несколько больших глубинах, — в среднем 10—12%. В надрудных глинах глауконит встречается в виде отдельных свежих зерен. В гидрогетит-хлоритовых рудах он нередко образует ядра оолитов.

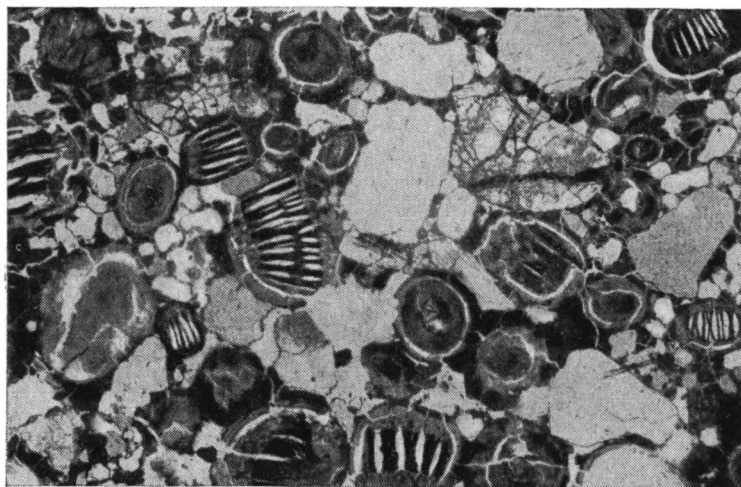
Размер глауконитовых зерен 0,05—0,6 мм и изредка достигает 0,8—1,0 мм. В некоторых прослойках преобладают зерна глауконита такого же размера, как и кварцевые, — 0,1—0,2 мм, иногда 0,2—0,4 мм. Форма зерен неправильно округлая, овальная, удлиненная (иногда со сглаженными контурами), лопастевидная (фиг. 2, 3). В ядрах хлоритовых оолитов Приазовья встречаются зерна глауконита вермикулитоподобной формы, характеризующиеся пластинчато-спайным строением



Фиг. 2. Глауконито-хлоритовая порода из среднекиммерийских отложений Эльтиген-Ортельской мульды
Гидрогетито-хлоритовые оолиты и трещиноватые по краям зерна глауконита в хлоритовом цементе. Увел. 50



Фиг. 3. Зерна окисленного глауконита, составляющие ядра оолитов (черное), обволакиваются хлоритовыми концентриями. Цемент руды хлоритовый.
Кыз-Аульская мульда. Увел. 18



Фиг. 4. Хлоритовые и глауконито-хлоритовые оолиты, обломки кварца и калиевого полевого шпата в хлоритовом цементе. Зерна глауконита имеют вермикулитообразную форму.

Мелитопольский район. Увел. 60

с субпараллельным расположением удлинённых пластинок (фиг. 4). Последние плеохроируют. В окисленных разновидностях глауконита появляется бурый оттенок.

Под микроскопом можно выделить четыре основные разновидности керченского глауконита.

1. Ярко-зеленый до темно-зеленого с отчетливо выраженной микроагрегатной поляризацией; зеленая окраска минерала сохраняется и при скрещенных николях, $N=1,592-1,622$; $Ng-Np=0,018-0,025$. Минерал двухосный, оптически отрицательный, с положительным знаком главной зоны. Плеохроизм от зеленого по Ng до зеленовато-желтого по Np . Эта разновидность глауконита характеризуется повышенным содержанием железа.

2. Травяно- и светло-зеленый, слабо раскристаллизованный, в скрещенных николях нередко изотропный, $N=1,560-1,590$.

3. Буровато-зеленый чешуйчатого строения; погасание микроагрегатное, $N=1,615-1,630$; $Ng-Np=0,020-0,030$.

4. Зеленовато-бурый или бурый сильно измененный глауконит, $N=1,63-1,66$.

Показатели преломления глауконита зависят не только от степени его гидратации и окисления, но и от первичного химического состава. Первые две разновидности представляют собой свежий неизменный глауконит, но отличаются друг от друга содержанием железа и глинозема.

Отличающиеся по физическим свойствам и химическому составу темно-зеленая и более светлая разновидности глауконита установлены Л. И. Горбуновой (1950), В. А. Махиным (1951) в отложениях и других районов. В. А. Махинин, изучавший глаукониты палеогеновых отложений Украины, считает, что ближе к берегу образуются высокоглиноземистые глаукониты, а дальше от берега — более железистые. Л. И. Горбунова пришла к противоположному выводу. По мнению Н. С. Шатского (1955), химический состав глауконитов зависит не от глубины образования, а от первоначального материала, создающего

основной фон минералообразования. «Возможно,— пишет Н. С. Шатский,— что местонахождение глиноземистых глауконитов связано с глинами, обычно химическими, т. е. со средой, богатой глиноземом».

На Керченском месторождении глауконит первой разновидности образует округлые зерна глауконитовых и кварцево-глауконитовых песчаников и глауконито-хлоритовых пород. Его зерна лопастевидной формы присутствуют также в карбонатных и в карбонатно-хлоритовых оолитовых железных рудах. Глауконит второй разновидности распространен в мелкозернистых глауконитовых песчаниках и алевролитах, в которых он образует не только зерна, но и нередко цемент и прослойки пелитоморфной разновидности минерала в рудном пласте. Третья и четвертая разновидности относятся к измененным в зоне окисления глауконитам, нередко к переотложенным (как и хлорито-гидрогетитовые оолиты) в прибрежной зоне киммерийского бассейна. Некоторые зерна затронуты процессами гипергенеза лишь частично: бурая окраска наблюдается только в краевой части. Переотложенные зерна измененного (бурого) глауконита, попадая в восстановительные условия, иногда приобретали внешнюю зеленую каемку.

Многие зерна глауконита разбиты ветвящимися, щелевидными, линзовидными, радиальными или звездчатыми трещинами дегидратации, натиоминающими трещины усыхания телей. При появлении клиновидных трещин в краевых частях зерна глауконита приобретают лопастевидную форму. Количество трещин в зернах увеличивается соответственно времени нахождения минерала на воздухе. Такая зависимость указывает на то, что эти образования в начальной стадии несомненно представляли собой гелевидные коллоидные массы с высокой степенью гидратированности минерала. Некоторые зерна удлиненной формы пересекаются щелевидными поперечными трещинами, благодаря чему они приобретают облик расщепленных на листочки пластинок вермикулита. Форма зерен глауконита и трещиноватость указывают на его аутигенное происхождение. Такие сильно трещиноватые, но сохранившиеся зерна, естественно, не могли быть принесены в бассейн как терригенные минералы. Появление трещин в зернах глауконита произошло в осадке, на месте образования минерала и связано с уменьшением объема зерен вследствие старения коллоида.

Трещины внутри зерен глауконита полые или выполнены сульфидами железа (пиритом, пирротинном), иногда вивианитом; трещины в краевых частях зерен в песчаниках заполнены глинистым минералом, в рудах — железистым хлоритом, или карбонатом (сидерит, олигонит). Иногда зерна глауконита частично замещены этими минералами (хлоритом, карбонатом, сульфидами), в результате чего образуются коррозионные скелетные структуры. Некоторые зерна глауконита усеяны многочисленными микросферолитами олигонита или мелкими пылевидными частицами и более крупными бесформенными выделениями сульфидов. Все это указывает на более раннее образование глауконита по сравнению с другими диагенетическими минералами. В киммерийских отложениях Приазовья наблюдаются случаи замещения глауконитом биотита. В геологической литературе неоднократно сообщалось о повсеместно наблюдаемых в современных и древних морских отложениях структурах замещения глауконитом биотита, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов и других минералов (Формозова, 1949; Кузнецов и Шевырев, 1956; Казаков, 1957 и др.).

Термические кривые нагревания образцов керченских глауконитов имеют типичные для этого минерала эндотермические эффекты. Первый из них, с максимумом при 160—175°, отвечает удалению адсорби-

рованной межпакетной воды; второй, менее резко выраженный, с максимумом при 530—585°, соответствует выделению конституционной воды, т. е. (ОН)-групп. На некоторых кривых наблюдаются слабо выраженные волнообразные изгибы при 795—900°, соответствующие, по видимому, выделению остатков конституционной воды при полном разрушении кристаллической решетки минералов. Наблюдаемый на некоторых кривых нагревания экзотермический эффект при температуре 310—355° отвечает окислению двухвалентного железа и разложению присутствующих в виде примесей сульфидов железа, а экзотермический эффект при температуре 855—930° соответствует образованию новых кристаллических фаз. По данным Е. К. Лазаренко (1956), глауконит при этих температурах превращается в кварц и шпинель типа магнезиоферрита. Рентгенограммы глауконитов следующие:

Образец 7		Образец 1	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
3 p	10,23	4 ш	10,71
1 p	7,542	1 ш	7,308
10 ш	4,525	10 ш	4,525
—	—	1	3,543
5	3,335	2	3,344
5	2,581	5p	2,586
—	—	1	2,371
2	1,570	2p	1,669
4 ш	1,494	5ш	1,498
1	1,378	—	—
—	—	1	1,294

Условия съемки: излучение Fe, $2R=57,3$ мм, $d=0,25$ мм, экспозиция 1 час. 30 мин., трубка БСВЛ-Т, режим трубки 35 kV, 12 mA.

Небольшое число интерференционных линий слабой и средней интенсивности на рентгенограммах свидетельствует о слабой раскристаллизованности керченских глауконитов. Сравнение их с эталонными рентгенограммами глауконитов показывает наличие основных характерных линий с κX 10,23—10,71; 4,525; 3,335—3,344; 2,581—2,586; 1,494—1,498 Å; значения других интерференционных линий также близки к эталонным.

Химический состав глауконитов Керченского месторождения характеризуется следующими особенностями:

Компоненты	Обр. 1 *	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5
SiO ₂	48,28	41,44	45,85	43,85	46,12
TiO ₂	0,93	0,09	1,21	0,51	0,53
Al ₂ O ₃	10,66	6,76	20,80	15,01	11,25
Fe ₂ O ₃	24,57	27,77	11,66	22,42	19,43
FeO	—	6,72	2,32	2,98	3,58
MnO	0,92	—	0,09	0,45	0,38
MgO	2,00	1,27	2,77	1,32	1,01
CaO	2,17	1,17	1,21	1,01	1,75
Na ₂ O + K ₂ O	1,64	2,36	2,73	1,27	1,66
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	He опр.	0,29	0,39
As	—	—	—	—	0,05
H ₂ O ⁺	8,92	12,76	11,23	11,08	10,18
C ^{орг}	—	—	—	—	1,15
Сумма	100,09	100,34	99,87	100,19	97,48
H ₂ O ⁻	12,56	8,20	5,78	5,95	7,21

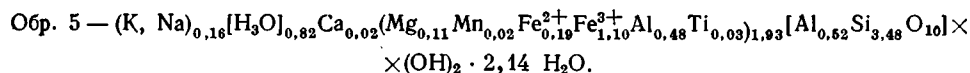
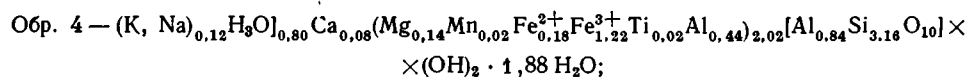
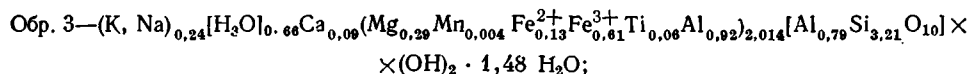
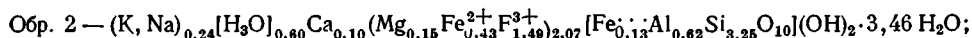
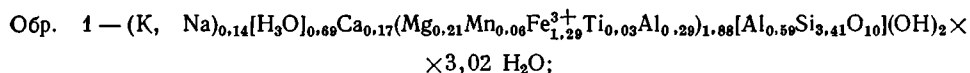
* Обр. 1, 2 и 4 — глауконит первой разновидности, обр. 3 и 5 — второй разновидности.

Спектральным анализом в глауконитах обнаружены Cr (0,001—0,003%), Pb, Sr, Co (до 0,02%), Zn, Ni (0,001—0,06%), Cu (следы — 0,006%), Be, Mo (следы).

Глаукониты содержат повышенное количество железа и низкое щелочей. Недостаток последних в кристаллической решетке компенсирует, по-видимому, гидроксоний и ионы кальция. В этом отношении керченские глаукониты не являются исключением. Содержание K_2O в этих минералах других месторождений колеблется от 0,95 до 9,35%, Na_2O — от 0,30 до 2,13% (Чухров, 1955).

По невысокому содержанию щелочей описываемые глаукониты близки к никопольским измененным глауконитам, описанным Н. В. Костылевой (1961), глаукониту из современных осадков Охотского моря (Лазаренко, 1956) и к третьему типу глауконита из мезозойских отложений центральной части Русской платформы, описанному Л. И. Горбуновой (1950). Содержание глинозема в них колеблется от 6,76 до 20,80%, воды, выделяющейся при температуре выше 105° — 8,92—12,76%. Между содержанием в глауконите железа и алюминия наблюдается отчетливо выраженная обратная зависимость, что позволяет допускать возможность изоморфного замещения в кристаллической решетке алюминия железом.

Пересчет химических анализов на кристаллохимические формулы по способу В. С. Соболева¹ дал следующие результаты:



Из приведенных формул видно, что сумма катионов в октаэдрических слоях колеблется от 1,88 до 2,07 и, следовательно, керченские глаукониты находятся ближе к минералам группы диоктаэдрических слюд. Содержание ионов кремния в тетраэдрических группировках 2,91—3,41. Часть ионов кремния замещается алюминием и железом, а щелочи, по-видимому, гидроксонием, число ионов которого довольно значительно (до 0,82).

В тетраэдрических слоях количество алюминия, замещающего кремний, составляет 0,52—0,84. Содержание алюминия (в октаэдрических слоях) колеблется от 0 до 0,92, а Fe — 0,61—1,49. Содержание катионов железа высоко не только в октаэдрической, но иногда и в тетраэдрической группах, благодаря чему изученные глаукониты приближаются к железистым глауконитам — селадонитам. Высокое содержание воды указывает на принадлежность их к гидратированным разновидностям.

¹ При пересчете анализов предварительно исключены фосфор, сера и часть закиси железа, соответствующие формулам вивинита и пирита, а в некоторых пробах — CO_2 и эквивалентное количество двухвалентных ионов (соответствующее составу кальциевого олигонита).

По данным К. Смуликовского (Smulikowski, 1954), имеется зависимость состава глауконитов от геологического возраста: чем старше глауконит, тем меньше в нем превышение содержания Fe^{3+} над содержанием алюминия в октаэдрическом слое и тем больше межслоистых катионов (главным образом калия). Сопоставление состава глауконитов киммерийского возраста и глауконитов из более древних отложений не противоречит этому выводу.

Низкое содержание калия в керченских глауконитах может быть объяснено, по-видимому, низкой концентрацией его в воде киммерийского бассейна вследствие разбавления пресной водой впадающих рек и временных водотоков и относительно высокой температурой хорошо прогревавшихся вод мелководного Азовского бассейна. Роль температуры морской воды в генезисе глауконитов отмечалась многими авторами. А. В. Казаков (1957) предполагает, что при нормальной для бассейна температуре (3—15°) телевидным глауконитовым веществом из воды поглощается от 4 до 8% K_2O , в то время как при более высокой температуре (что и было характерно для лагун Керченско-Таманского района) поглощение калия быстро падает.

3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА

Формы нахождения глауконита, а также текстурно-структурные особенности глауконитсодержащих пород приводят к выводу, что аутигенный глауконит является диагенетическим минералом, образующимся, по Н. М. Страхову (1960), в условиях окислительной или нейтральной по Eh среды в первый этап диагенетического окислительного минералообразования. Он является продуктом взаимодействия первоначально выпавших химических и механических, относительно бедных органическим веществом, осадков и грунтовых растворов. Известно, что физико-химические свойства морских осадков и грунтовых растворов меняются не только от прибрежной к более глубоководным зонам, но и на небольших участках одной и той же зоны вследствие неравномерного распределения в первичных осадках $\text{C}_{\text{орг}}$ и других компонентов. Образование глауконита, как и других диагенетических минералов, происходило из сравнительно густых и пестрых по составу рудных растворов. Все это обусловило пестроту химического состава диагенетических минералов (глауконита, хлоритов, карбонатов и др.) и благоприятствовало процессам изоморфизма, замещению одних атомов или ионов другими, сходными по своим радиусам, а частично также изменению числа частиц в кристаллической решетке. В тетраэдрических слоях силикатных минералов содержание кремния изменяется в значительных пределах. Алюминий, а иногда и трехвалентное железо замещают часть четырехвалентного кремния в тетраэдрах сложных построек. Октаэдрические позиции заняты ионами Al , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg и некоторых малых элементов.

Одной из характерных особенностей Керченского, как и ряда других железорудных месторождений и рудопроявлений (Колпашевского бассейна, Синаро-Теченского района и др.), является совместное нахождение таких аутигенных первичных минералов, как глауконит, железистый хлорит, сидерит и сульфиды железа, т. е. минералов, условия среды образования которых (по Eh) изменяются от слабо окислительных до отчетливо восстановительных. Некоторыми авторами делались попытки объяснить совместное присутствие глауконита с другими («запрещенными») минералами в одной и той же породе его переотложением или резким изменением физико-географических условий водоема, превращением морского залива в озеро с последующим его заболачи-

ванием, вследствие чего из наддонной воды выпадали различные по составу минералы.

Н. М. Страхов (1953, 1960) доказал, что подавляющая масса аутигенных минералов морских отложений образуется в диагенезе, причем в процессе эволюции осадков минералообразование развивается стадийно. Начальная стадия процесса характеризуется более или менее значительным развитием глауконита; позже формируются лептохлориты, затем сидерит и пирит. Такая эволюция осадков убедительно доказывается текстурно-структурными соотношениями аутигенных минералов железистых отложений Керченского месторождения, Синаро-Теченского района, а также отложениями одного из северных районов, изученными А. С. Запорожцевой (1954).

Сопоставление анализов глауконитов и железистых хлоритов Керченского и других железорудных бассейнов показывает, что эти минералы по степени изменения окислительно-восстановительного потенциала находятся в одном генетическом ряду и близки между собой по химическому составу. Для обоих этих минералов характерны значительные вариации кристаллооптических свойств и химического состава, обусловленные, по-видимому, некоторым разнообразием (а не полной однородностью) физико-химической обстановки их образования. Колебательные движения земной поверхности вызывали изменение состава накапливавшихся на дне водоемов осадков и, следовательно, изменение физико-химических условий среды и ход минералообразования.

Так как глаукониты и железистые хлориты относятся к минералам переменного состава и являются относительно близкими по условиям образования, то даже небольшие изменения физико-химических параметров иловых вод и состава осадков приводили к преимущественному образованию то железистого хлорита (одного из изоморфных хлоритовых рядов), то глауконита. Чередование в стратиграфическом разрезе залежей этих образований, перемежаемость прослоев, сложенных оолитовым железистым хлоритом, мелкозернистым или пелитоморфным глауконитом либо и глауконитом и хлоритом (цементирующим и частично замещающим зерна последнего), а также фациально-минералогическая зональность отложений, наблюдаются на ряде месторождений (Керченское, Колпашевское и др.). Таким образом, совместное нахождение в одной и той же прослойке аутигенного глауконита и хлорита является не особым, редким, а вполне закономерным явлением. «В первый этап диагенеза, когда грунтовой раствор был еще богат кислородом, появился глауконит. По-видимому, по мере перекрытия осадками чла с глауконитом и потери кислорода происходит растворение поверхности глауконитовых зерен, разъедание его по трещинкам и замещение шамозитом при дальнейшей эволюции осадка. При последующем падении Eh, в условиях еще более восстановительной среды, возникает сидерит и в последнюю очередь пирит. Появление каждого из новообразующихся минералов сопровождается коррозией поверхности, а в некоторых местах полным замещением как ранее образовавшихся, так и терригенных зерен» (Запорожцева, 1954, стр. 904).

Наблюдения над современными осадками морей и океанов свидетельствуют о том, что глауконит образуется в осадках различных глубин. По данным Галлиера, современные глауконитсодержащие осадки Монтерейского залива в Калифорнии образуются на глубинах от 10—20 до 200—200 м; наиболее интенсивное глауконитообразование отмечено на глубинах 90—100 м. Имеются сведения об образовании глауконита на глубинах до 1000 м и более. По данным океанографической

экспедиции Челенджера, в наибольшем количестве глауконит образуется в настоящее время на границе с линией ила, т. е. на глубине около 200—300 фатомов (366—549 м, Казаков, 1957).

Глауконитообразование в киммерийском бассейне также ограничивалось определенными глубинами. В нижнекиммерийское время в Кыз-Аульской мульде с глубинами моря (судя по рельефу дна, составу фауны и характеру осадков), по-видимому, до 100 м образование глауконита приурочивалось к прибрежной полосе шириной 300—500 м. Благодаря пенепленизированной поверхности прилегавшей суши и спокойной гидродинамической обстановке залива здесь накапливались алевритистые глины с прослойками мелкозернистых кварцево-глауконитовых песчаников. В центральной, т. е. более глубоководной, части мульды в это время накапливались темно-серые обогащенные органическим веществом тонкодисперсные монтмориллонитовые глины с примесью гидрослюда, сидеритом и сульфидами. В среднекиммерийское время в связи с некоторым обмелением водоема глауконитообразование сдвигается к центральной части залива. Сформировавшиеся здесь осадки представлены чередующимися прослоями глауконита, редковкрапленных хлорито-глауконито-гидрогетитовых, хлорито-гидрогетитовых и хлорито-глауконитовых руд и гидрослюдисто-ферримонтмориллонитовых глин. Гидрогетит в этих прослоях присутствует в виде перетолженных и занесенных в эти участки водоема волнениями оолитов и их обломков. В направлении к краевой зоне мульды, т. е. к береговой линии залива, эти отложения фациально замещаются густовкрапленными гидрогетито-хлоритовыми и гетит-гидрогетитовыми местами песчаными рудами, в составе которых встречаются зерна как свежего, так и измененного бурого или буровато-зеленого глауконита.

Такой характер распределения глауконита наблюдается не во всех участках киммерийского бассейна. Специфика физико-географических особенностей отдельных участков бассейна (конфигурация заливов и лагун, рельеф дна, глубина и др.) обуславливала неодинаковое распределение в них разновидностей руд, глауконита и других отложений. В более глубоководных заливах (Кыз-Аульская и Катерлезская мульды) наблюдается отчетливо выраженная зональность в распределении осадков типа зональности в мелких замкнутых бассейнах. В мелководных заливах и лагунах с выположенным дном такой четкой зональности в распределении рудных и нерудных отложений не наблюдается. Глауконитовые и глауконито-хлоритовые прослои здесь приурочены преимущественно к нижней части разреза киммерия центральных участков мульды. Выше залегают густовкрапленные оолитовые руды, распространенные на всей площади мульды (Камыш-Бурунская, Эльтиген-Ортельская и некоторые другие мульды).

Исходя из физико-химических условий образования различных диагенетических минералов, можно было бы сделать заключение, что глаукониты образуются ближе к берегу, за ними следуют хлориты и еще далее от берега карбонаты и сульфиды. Но такая зональность в древних отложениях не всегда улавливается. Наоборот, в Керченском бассейне можно отчетливо наблюдать иной порядок смены фаций в направлении от краевой зоны заливов и лагун к центральной, а именно: густовкрапленные гидрогетитовые пизолитовые и обломочно-оолитовые руды с линзами ракушечника → густовкрапленные гидрогетито-хлоритовые оолитовые руды → переслаивание густовкрапленных и редковкрапленных руд с прослойками глин и глауконитовых алевритов и глин → переслаивание редковкрапленных (хлоритовых, глауконито-хлоритовых) руд, глауконито-глинистых алевритов и глин глауконито-хлоритового и гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

Такая зональность, по нашему мнению, обусловлена тем, что густо-вкрапленные оолитовые и обломочно-оолитовые руды являются результатом не только выпадения и диагенетической переработки железистых осадков. Важную роль в их образовании играли периодические многократные перебивания этих осадков при волнении и течении, прерывавшие ход диагенетических процессов. При этом возникшие в диагенезе хлоритовые оолиты окатывались, частично разрушались, выветривались, вновь погружались в осадок и входили в состав новых оолитов и прослоек. То же испытывали и некоторые крупные глауконитовые зерна. Более тонкий, цементирующий оолиты пелитоморфный материал и тонкие прослойки глауконитовых пород размывались и выносились в более удаленные от берега участки водоемов, где формировались редковкрапленные оолитовые руды, переслаиваемые глауконитом и глинами.

В то время как в киммерийских отложениях Керченско-Таманского района глауконит является довольно распространенным минералом, в Приазовье, т. е. в северной части киммерийского бассейна, он встречается редко. Кроме терригенного глауконита, зерна которого, окатанные, с полированной поверхностью, соразмерные с кластическими, были принесены в киммерийское море при размывании палеогеновых отложений суши, здесь в рудоносных отложениях Приазовья встречаются редкие зерна аутигенного глауконита, образовавшегося местами, по-видимому, по зернам биотита.

Причину такого различия в распределении глауконита в северной и южной частях бассейна, по нашему мнению, можно объяснить различным гидрохимическим режимом в этих участках киммерийского моря и связанным с этим различным составом иловых вод. В северной части бассейна морские воды сильно разбавлялись пресными водами рек палео-Дона, палео-Молочной и др. В южной части бассейна в пределах киммерийского пролива, между Азовским и Черноморским бассейнами (Керченско-Таманский район), воды были более соленые, а временами в результате прилива вод из Черноморского в Азовский бассейн приближались по составу к нормально соленым. В пользу возможности такого перепада солености воды между двумя морями свидетельствуют данные современного гидрологического режима Азовского моря. Водообмен через Керченский пролив обусловлен в основном ветрами и стоком вод Азовского моря. Расчеты показывают, что ежегодно из Азовского моря вытекает в Черное 66 км^3 и из Черного моря вливается в Азовское 41 км^3 воды (БСЭ). Обмен вод с Черным морем и Сивашем поддерживает соленость на определенном уровне и вызывает ее увеличение на юге и на западе.

Из приведенных данных видно, что глауконит — довольно характерный и распространенный минерал для киммерийских рудоносных отложений Керченского бассейна, встречающийся иногда в парагенезисе с фосфоритами, что сближает месторождения этого бассейна с Аятским формационным типом месторождений. И все же, по-видимому, правильным будет выделить месторождения Керченского бассейна в особый формационный тип, как это и сделано Л. Н. Формозовой. Основанием к этому, по нашему мнению, является прежде всего присутствие в составе киммерийской рудоносной формации отложений древних грязевых вулканов (глинистая брекчия), не известных больше ни в одном из месторождений оолитовых руд мира. Деятельность древних грязевых вулканов оказала влияние не только на литологический состав киммерийской осадочной толщи отдельных залежей, но и на состав и структуру руд (Баксинская, Узунларская, Репьевская мульды) и обу-

словилась некоторые их геохимические особенности. Кроме того, глаукониты в рудоносных отложениях распространены только в южной части бассейна, рудные залежи характеризуются весьма сложным строением, а руды — специфическими особенностями текстур, структур, условий образования и сложностью минерального и химического состава (Литвиненко, 1959).

Повсеместная распространенность в рудоносных отложениях киммерийского бассейна фосфатов железа (в особенности вивинита и его производных) и в южной части бассейна глауконита, а также слабое развитие пирита ставят их в разряд отложений водоемов, занимающих промежуточное положение между нормально солеными морскими и пресноводно-озерными.

ЛИТЕРАТУРА

- Азовское море. Большая советская энциклопедия. Изд. 2-е, т. 1.
 Беллер Г. А. и Храмов Н. А. Характеристика рудоносной толщи Колпашевского железорудного бассейна. В кн. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд. АН СССР, 1962.
 Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, 1954.
 Варенцов И. М. О главнейших марганцевосных формациях. Тр. Ин-та геол. наук СССР, вып. 70, 1962.
 Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 114, 1950.
 Запорожцева А. С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. Докл. АН СССР, т. 97, № 5, 1954.
 Казakov А. В. Глауконит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 152, сер. геол. (№ 64), 1957.
 Костылева Н. В. О глауконите из Никопольского марганцеворудного месторождения. Вopr. минералогии осадочн. образований, № 6, 1961.
 Кузнецов В. И. и Шевырев С. И. К морфологии глауконита из отложений мела внешней зоны Предкарпатского прогиба. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 10, 1956.
 Кротов Б. П. Глауконито-хлоритовая порода и ее генезис. Вopr. петрографии и минералогии, т. 1. Изд. АН СССР, 1953.
 Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. Вopr. минералогии осадочн. образований, кн. 3 и 4, 1956.
 Литвиненко А. У. Особенности строения рудных залежей Керченского месторождения и закономерности распределения в них железа и марганца. Геология рудн. месторождений, № 4, 1959.
 Махинин В. А. К минералогии глауконитов олигоценых отложений Украинского кристаллического массива. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, при ун-те, № 5, 1951.
 Невойса Г. Г. Минеральный состав табачных руд Керченского месторождения. ДАН СССР, т. 131, № 93, 1960.
 Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
 Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. Изд. АН СССР, 1960.
 Страхов Н. М. Предисловие книги «Геохимия осадочных месторождений марганца». Изд. АН СССР, 1963.
 Узбеков М. Р. Геологическое строение Аятского железорудного бассейна. В кн. «Пробл. освоения Аятского железорудн. бассейна». Изд. АН СССР, 1951.
 Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-сай. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 112, 1949.
 Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. В кн. «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», т. III. Изд. АН СССР, 1960.
 Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
 Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Докл. Совещ. по осадочн. породам, Изд. АН СССР, вып. 2, 1955.
 Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.
 Gumbel C. W. Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. Sitzber. Bayer. Acad. Wiss. Math.-Phys. Kl. München. Bd. 16, 1886.
 Smulikowski K. The problem of glauconite. Arch. mineralog., v. 18, No. 1, 1954.

УДК 549.231

О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САМОРОДНОЙ СЕРЫ

А. С. СОКОЛОВ

Геологические исследования и в особенности прогнозные и поисковые работы на все виды полезных ископаемых проводятся на генетической основе.

Однако выяснение генезиса геологических образований связано с большими трудностями, обусловленными невозможностью в полной мере моделировать и экспериментально воспроизводить геологические процессы. Поэтому для многих видов полезных ископаемых в проблеме их генезиса остается еще немало нерешенных и дискуссионных вопросов. К числу таких полезных ископаемых относится самородная сера. Для нее проблема генезиса имеет особенно важное значение, так как спорным и нерешенным остается один из основных вопросов — является ли сера образованием, одновременным с вмещающими породами, т. е. сингенетическим, или же она появилась позднее, т. е. является образованием эпигенетическим (Вернадский, 1927; Данов, 1936; Кротов, 1935; Кузнецов и др., 1962; Соколов, 1959; Уклонский, 1940).

Этот вопрос не только теоретически важен и интересен, но и имеет большое практическое значение, так как от того или иного его решения зависит направление поисковых и разведочных работ.

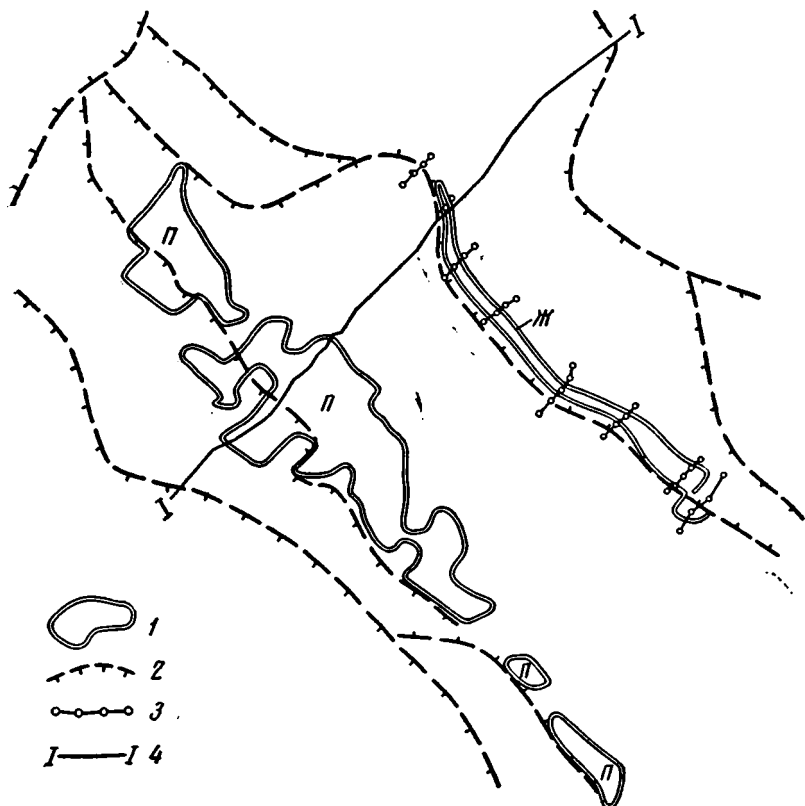
Теория сингенеза предполагает, что образование самородной серы происходило в мелководных бассейнах. Допускается, что в водах этих бассейнов были растворенные сульфаты, в придонной части или в самом илу восстанавливающиеся сульфатредуцирующими бактериями до сероводорода. Последний, устремляясь кверху, попадал в окислительную зону и здесь химическим путем или при участии тиобактерий окислялся до серы; сера осаждалась на дно, захоронялась в толще обычно карбонатных или глинисто-карбонатных илов, сингенетично с ними (Вернадский, 1927, 1955; Данов, 1936; Иванов, 1961; Кузнецов и др., 1962; Мурзаев, 1935; Татаринев, 1955).

Теория эпигенеза имеет несколько вариантов. Один из самых распространенных был детально разработан А. С. Уклонским (1940). Он предполагает, что подземные воды, инфильтруясь через сульфатонесные толщи, обогащаются сульфатами. В местах проникновения таких вод к залежам нефти или горючих газов сульфат-ионы восстанавливаются углеводородами до сероводорода. Последний проникает к поверхности, окисляется, и выделяется самородная сера, которая отлагается в пустотах, трещинах, кавернах пород и по отношению к последним является эпигенетической.

Имеются и другие варианты теории эпигенеза (Вернадский, 1927; Кротов, 1935; Миропольский, 1935; Сахаров, 1947; Соколов, 1958; Юшкин, 1962; Pawłowska, 1962).

Какими же геологическими признаками должны характеризоваться месторождения серы сингенетические и эпигенетические?

Сингенетические месторождения должны быть приурочены к лагунно-морским осадочным породам и обладать пластовой морфологией и слоистостью, а также приурочиваться к определенным стратиграфическим горизонтам. Для эпигенетических обязательны: подчиненность



Фиг. 1. Соотношения тектонических нарушений и сероносных залежей на месторождении самородной серы в Предкарпатье.

1 — сероносные залежи: П — главная, Ж — дополнительная, новая; 2 — линии сбросов; 3 — профили буровых скважин; 4 — линия геологического разреза

структурно-тектоническим нарушениям и связь с определенными геотектоническими условиями; пространственная и генетическая связь с залежами нефти, газов, битумов, а также с определенными гидрогеохимическими условиями и прежде всего с сульфатными и сероводородными водами.

Проведенными в ГИГХСе исследованиями было установлено, что все главнейшие как отечественные, так и зарубежные месторождения обладают всем комплексом особенностей строения и размещения эпигенетических руд. Это значит, что основная масса месторождений серы, связанных с осадочными образованиями, составляет единую группу — эпигенетических руд (Соколов, 1958, 1959).

Однако на некоторых месторождениях наряду с признаками эпигенеза довольно отчетливо проявляются и такие особенности, которые позволяют трактовать эти месторождения как сингенетические. Поэтому о генезисе таких месторождений существуют разные представле-

ния, и ряд исследователей продолжает отстаивать их сингенетическое происхождение (Иванов, 1961; Кузнецов и др., 1962; Татарinov, 1955).

К числу спорных месторождений относятся Предкарпатские. Нам представляется, что признаков эпигенеза на этих месторождениях гораздо больше и они убедительней.

Одно из последних открытых здесь месторождений рассекается сбросами, наблюдающимися и за его пределами.

По возрасту они гораздо моложе тех горизонтов, в которых залегают сера, и решением вопроса о соотношениях сбросов и сероносных залежей по-существу решается и вопрос о сингенетичности или эпигенетичности последних.

Особый интерес представляет сброс, протягивающийся с северо-востока параллельно месторождению. Сброс в период разведки был специально разбурен по нескольким профилям. Они подтвердили наличие сброса, установили амплитуду и характер сбрасывателя и, что самое интересное, выявили в известняковом горизонте новую сероносную залежь.

Морфологически эта залежь похожа на трубу. Она имеет небольшое поперечное сечение, а вытянута строго вдоль сброса на 8 км (фиг. 1, 2). Теснейшая связь и приуроченность залежи к сбросу настолько очевидны, что во вторичном ее образовании в зоне сбрасывателя сомнений быть не может.

Не менее убедительным доказательством эпигенетичности рассматриваемого месторождения являются широко развитые здесь брекчиевые руды. Условия их нахождения свидетельствуют о том, что образование брекчированного известняка и цементирующей его серы было длительно разорвано во времени и сера является здесь образованием явно вторичным.

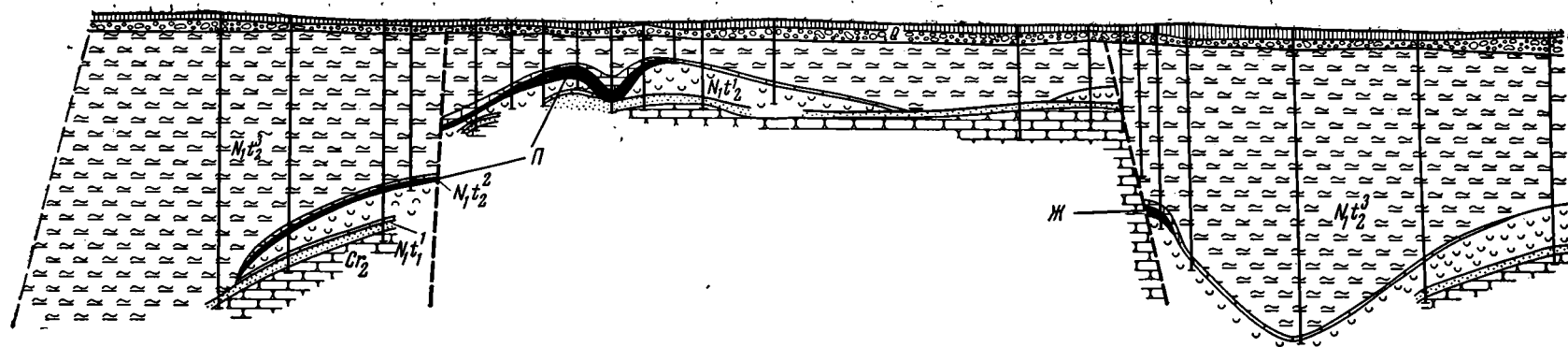
Кроме уже отмеченных выше особенностей серных месторождений, имеется еще одна, пожалуй самая универсальная и общеизвестная, прослеживающаяся буквально на всех месторождениях.

Имеется в виду постоянная пространственная связь серных залежей с гипсо-ангидритовыми породами. Гипотеза эпигенетического образования серных месторождений за счет окисления сероводорода не дает удовлетворительного объяснения этому совместному нахождению серы и гипсов (Уклонский, 1940). Хотя она и признает сульфаты за первоисточник самородной серы, в то же время окисление сероводорода и выделение серы не требует какого-либо определенного состава пород, а регулируется только их текстурными особенностями.

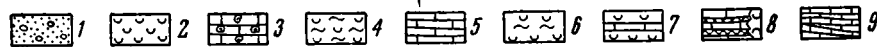
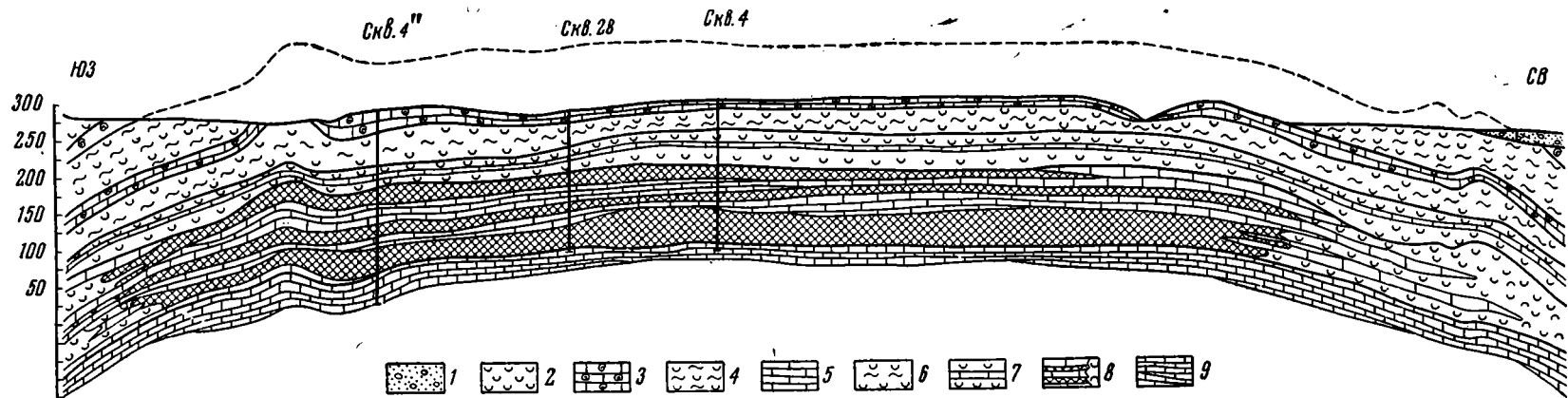
Совместное нахождение серы и сульфатов не является обязательным и в том случае, если считать серу сингенетической. По-видимому, не случайно, что во всех бассейнах современного сингенетического отложения серы — в озерах Киренаики, в Серном озере близ Серноводска и в других — сероносные илы гипса или ангидрита не содержат (Кузнецов и др., 1962).

Таким образом, ни охарактеризованный вариант гипотезы эпигенеза, ни гипотеза сингенеза не объясняют причины обязательного совместного нахождения серы и гипса, какое-то наблюдается в месторождениях Предкарпатья и Шор-Су, в Гаурдаке и в кепроках Америки, в Сицилии и на Средней Волге. Эта особенность и многие другие находят вполне ясное истолкование с позиций другого варианта гипотезы эпигенеза, известной под названием гипотезы метасоматоза.

Эта гипотеза предполагает превращение гипса в серу с кальцитом непосредственно на месте залегания гипса. Она была разработана Л. М. Миропольским (1935) и Б. П. Кротовым (1935), развита



Фиг. 2



Фиг. 3

В. В. Сахаровым (1947) и в последние годы получает все новые подтверждения.

Метасоматическое образование серных руд по гипсам убедительно доказывается в месторождении Шор-Су, где и по простиранию и на глубину сера сменяется гипсом с полным сохранением форм нахождения (Юшкин, 1962). Последние данные по Гаурдаку также свидетельствуют о метасоматическом замещении сульфатов сероносным карбонатом.

Сторонниками образования серы по гипсу являются польские геологи (Pawlowski, 1960; Pawlowska, 1962), причем находки крупных блоков гипса внутри сероносной залежи месторождения Тарнобжег подтверждают их точку зрения.

В пользу гипотезы метасоматоза свидетельствует также недавно открытое и изученное советскими геологами серное месторождение Мишрак на Ближнем Востоке.

Важно отметить очень интересную особенность этого месторождения, заключающуюся в том, что осерненные карбонатные породы, образующие свод антиклинали, на погружении крыльев переходят в гипсо-ангидритовые пачки (фиг. 3), т. е. совершенно так же, как это наблюдается в месторождении Шор-Су. Геологическая ситуация не оставляет сомнений в том, что на месторождении Мишрак первичные гипсы и ангидриты в своде брахиантиклинали превращены во вторичные карбонатные серные руды. Характерно, что среднее содержание серы здесь (23%) равно содержанию серы в ангидрите.

К сожалению, лабораторных экспериментов по замещению и превращению гипса в серу и карбонат почти не проводилось, и поэтому химизм процесса пока не ясен. Можно думать, что здесь в реакции превращения гипса определенную роль играет сероводород, который *in statu nascendi* является очень активным.

В поисках решения вопросов генезиса серы геологи привлекают смежные науки, используют новые методы, глубже проникают в исследуемые объекты.

В последнее десятилетие выявился новый способ изучения геохимии серы — метод исследования соотношения ее изотопов (Виноградов, 1954; Виноградов и др., 1961; Трофимов, 1949; Feely and Kulp, 1957).

Сера, встречающаяся в природе, состоит из четырех стабильных изотопов. Два из них S^{33} и S^{36} содержатся в очень малых количествах, а два других S^{32} и S^{34} , наоборот, образуют более 99% от всей серы, причем S^{32} составляет более 95%, а S^{34} более 4%.

При изучении геохимии изотопов серы обычно определяют соотношение двух самых распространенных ее изотопов, которое в среднем составляет 22,21—22,22. Всего лишь 15 лет тому назад А. В. Трофимов

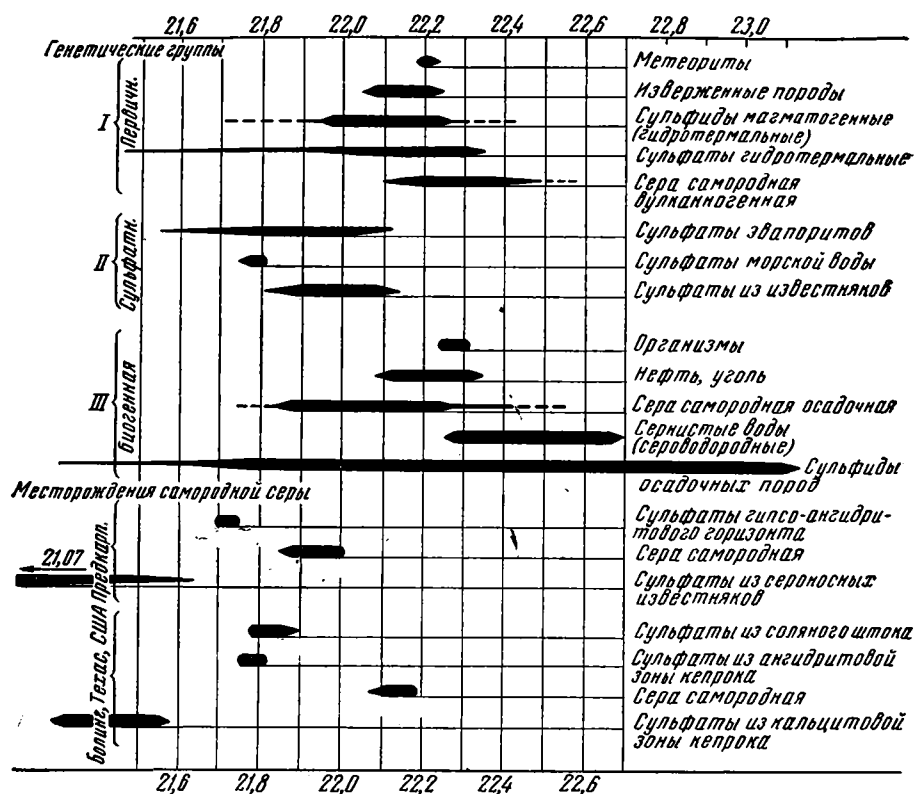
Фиг. 2. Геологический разрез через серное месторождение по линии I—I (см. фиг. 1)

1 — суглинки (Q); 2 — галечники, пески (Q); 3 — глины известковистые (Nil_2^3); 4 — известняки (Nil_2^2); 5 — гипсы и ангидриты (Nil_2^1); 6 — песчаники и пески кварцево-известковистые (Nil_1^1); 7 — песчаники и мергели (Cr_2); 8 — сероносные известняки; 9 — сбросы; 10 — буровые скважины; П — главная сероносная залежь; Ж — дополнительная сероносная залежь

Фиг. 3. Поперечный геологический разрез через серное месторождение Мишрак.

Составил В. В. Чебаненко и А. Ю. Тутевич

Четвертичные отложения: 1 — аллювий. Средний миоцен (нижний фарс), сульфатно-терригенная пачка: 2 — гипс, 3 — известняк-ракушник, песчаник, 4 — гипс, переслаивающийся с глиной; карбонатно-терригенная пачка: 5 — известняк, местами сероносный, 6 — гипс, переслаивающийся с глиной; сульфатная пачка: 7 — гипс с прослоями известняка и мергеля; продуктивная пачка: 8 — известняк с тремя сероносными горизонтами, на крыльях антиклинали переходящими в гипсы и ангидриты. Нижний миоцен, карбонатная пачка: 9 — известняки

Соотношение изотопов S^{32}/S^{34} 

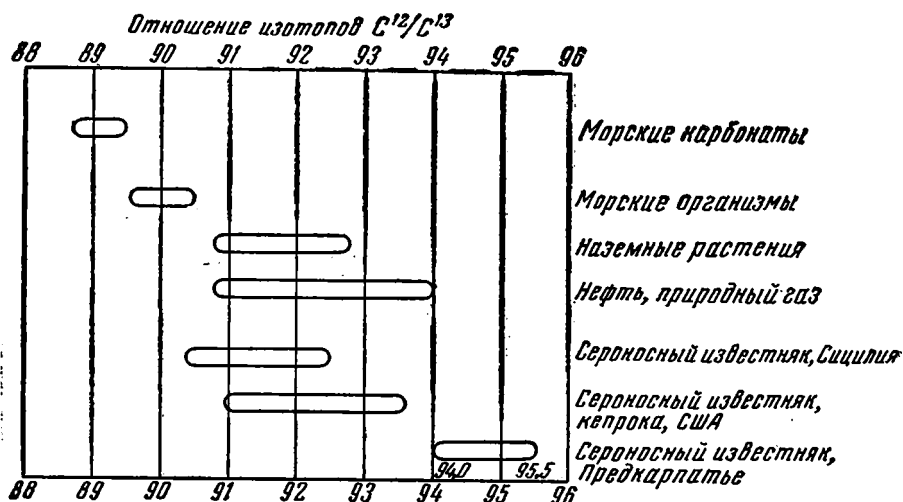
Фиг. 4. Изотопный состав серы различных природных объектов

(1949) впервые установил колебания в изотопном составе серы различных природных объектов. В последующие годы в этом направлении, кроме советских исследователей, много работали также американские, канадские, новозеландские ученые, и в настоящее время накоплен обширный материал, характеризующий соотношение изотопов серы S^{32}/S^{34} в различных природных образованиях (фиг. 4).

Наиболее постоянный изотопный состав имеет сера метеоритов. Попадая в сферу земных био- и геохимических процессов, изотопы серы начинают фракционироваться. В одних объектах накапливается легкий изотоп S^{32} , в других — тяжелый S^{34} .

Самые крайние соотношения изотопов имеют, с одной стороны, сульфаты, обогащенные тяжелым изотопом S^{34} , а с другой — сера организмов, углей, нефти, сероводорода, обогащенная изотопом S^{32} . Это — группа биогенной серы, к которой относится также и самородная сера осадочных месторождений.

Биогенная природа сероводородной и самородной серы была подтверждена и экспериментами, которые показали, что при биогенном восстановлении сульфатов продуцируемый сероводород обогащается легкими изотопами серы, а остаточный сульфат — ее тяжелыми изотопами S^{34} . Обусловлено это кинетическим эффектом. «Легкие» молекулы серы участвуют в данной реакции скорее, чем молекулы с тяжелым изотопом S^{34} , и поэтому в продуктах реакции накапливается «легкая» сера.



Фиг. 5. Изотопный состав углерода некоторых природных объектов (по данным А. П. Виноградова и др., 1961)

Аналогичные соотношения изотопов наблюдаются и в минеральных образованиях конкретных серных месторождений.

Так, например (см. фиг. 4) на солянокупольном месторождении Болинг в Техасе сера ангидритов, заключенных в соляном штоке, а также в ангидритовой зоне кепрока занимает по изотопному составу промежуточное положение между более легкой самородной серой, с одной стороны, и более тяжелой серой остаточных сульфатов из кальцитовой зоны кепрока (Feely and Kulp, 1957). Весьма интересно, что внешне как будто бы совершенно иные наши Предкарпатские месторождения характеризуются совершенно аналогичными соотношениями (см. фиг. 4).

Сера первичных гипсо-ангидритов имеет изотопные отношения, промежуточные по сравнению с более легкой самородной серой и более тяжелой серой остаточных сульфатов из сероносного известняка (Виноградов и др., 1961). Эти и многие другие аналогичные данные изотопных соотношений свидетельствуют о биогенном происхождении самородной серы и о генетическом единстве серы Предкарпатья и американских куполов.

Недавние исследования показали, что в процессе серообразующих реакций происходит фракционирование изотопов не только серы, но и углерода. Углерод имеет два основных изотопа C^{12} и C^{13} , количественное отношение которых в среднем составляет 89,3. Оказывается (фиг. 5), все органогенные природные соединения и в частности морские и наземные организмы, нефть и горючие газы обогащены легким изотопом углерода и отношение C^{12}/C^{13} у них повышенное, т. е. мы имеем здесь аналогию с биогенной серой.

Если обратиться к изотопному составу углерода сероносных известняков серных месторождений, то как в кепроках американских соляных куполов, так и в Предкарпатье углерод явно облегченный (см. фиг. 5). Это, с одной стороны, подтверждает участие в серообразовании облегченного биогенного углерода углеводородов, с другой, опять-таки указывает на генетическое единство этих месторождений серы и, наконец, заставляет снова обратиться к гипотезе метасоматического образования по гипсу не только американской, но и предкарпатской серы.

Но этими чисто генетическими выкладками не ограничивается значение данных по изотопному составу минералов серных месторождений.

П. М. Мурзаев (1963) выдвинул интересную идею использования изотопных соотношений серы и углерода в качестве конкретных поисковых критериев на серу и нефть.

Как видно из приведенных данных, кроме нормальных морских известняков и сульфатов с обычными изотопными соотношениями углерода и серы, в природе встречаются также «облегченные» и «утяжеленные» сульфаты и «облегченные» карбонаты (см. фиг. 4, 5).

На что они могут указывать?

Сульфаты с «тяжелой» серой являются остаточными продуктами процессов редукции сульфатов и серообразования и, следовательно, в районах распространения «тяжелых» сульфатов можно ожидать нахождение также и самородной серы.

Встреча больших количеств гипса с «легкой» серой должна, по видимому, указывать на его вторичное происхождение за счет окисления самородной серы. Значит в районах развития как «тяжелых», так и «легких», т. е. «ненормальных», сульфатов следует ожидать залежи самородной серы.

Наконец, установление значительных масс хемогенного известняка, обогащенного легким изотопом углерода C^{12} , следует расценивать как поисковый признак на серу, но в еще большей степени «облегченные» известняки могут служить поисковым критерием на нефть, при участии выделений которой они обычно образуются.

В настоящее время по мере все более детального геологического изучения территории нашей страны перспективы выявления новых серных месторождений, выходящих непосредственно на поверхность, все более сужаются.

Прогнозные и поисковые работы мы должны теперь ориентировать на месторождения скрытые, глубинные, открытие которых не может осуществляться приемами обычной геологической съемки. В этих условиях значение поисковых критериев все более возрастает. Поэтому мы должны развивать внедрение в практику геологических поисков всевозможных новых признаков и предпосылок. В этих условиях изучение и установление закономерностей образования и размещения месторождений серы приобретает все более важное значение.

Исследования генетического направления необходимо всемерно развивать как теоретическую основу, без которой наши прогнозы и поиски не дадут того большого эффекта, которого ждет народное хозяйство от советских геологов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 1, вып. 2, 1927.
 Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии. Избр. соч., т. II. 1955.
 Виноградов А. П. Геохимия изотопов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
 Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Происхождение Прикарпатских серных месторождений по изотопному составу S^{32}/S^{34} и C^{12}/C^{13} . Геохимия, № 10, 1961.
 Данов А. В. Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 88, 1936.
 Иванов М. В. Роль микроорганизмов в образовании и разрушении месторождений серы. Тр. Ин-та микробиол., АН СССР, вып. 9, 1961.
 Коган В. Д. К вопросу о взаимоотношении гипса и самородной серы. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 15, 1961.
 Костровицки Е. Сероносное сырье в Польше. Природа, № 5, 1958.
 Кротов Б. П. О генезисе Куйбышевских месторождений серы. Сб. статей под ред. А. Е. Ферсмана и Д. И. Щербакова. Изд. АН СССР, 1935.

- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. Изд. АН СССР, 1962.
- Миропольский Л. М. Характеристика минерального комплекса и основных геохимических процессов в пермских отложениях у с. Сюкеева в Татарской Республике. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 95, кн. 3—4, Геология, вып. 5—6, 1935.
- Мурзаев П. М. Условия образования Куйбышевских месторождений серы. Сб. статей под ред. А. Е. Ферсмана и Д. И. Щербакова. Изд. АН СССР, 1935.
- Мурзаев П. М. Геохимические поисковые признаки месторождений самородной серы. Тезисы докл., представленных на заседание по геологии самородной серы. Гос. комитет по химии при Госплане СССР, 1963.
- Сахаров В. В. К вопросу о генезисе месторождений самородной серы в Шор-Су. ГИГХС, Техн. информ., № 1, 1947.
- Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. Сов. геология, № 5, 1958а.
- Соколов А. С., Зайцева М. Н. Особенности геологического строения и типы серных руд Роздольского месторождения. Тр. ГИГХС, вып. 4, 1958б.
- Соколов А. С. Геохимические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. Тр. ГИГХС, вып. 5, 1959.
- Татаринов П. М. Условия образования рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
- Ткачук Л. Г., Алексенко И. И., Зодотухин В. В. Основные закономерности размещения и образования промышленных месторождений самородной серы в Прикарпатской провинции. Докл. II Всес. объедин. сес. по закономерн. размещ. полезн. ископ. и прогн. картам, ч. II. Киев, 1960.
- Трофимов А. В. Изотопный состав серы в метеоритах и земных материалах. Докл. АН СССР, т. 66, № 2, 1949.
- Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Ташкент, 1940.
- Юшкин Н. П. Геологические особенности и генезис серных месторождений района Шор-Су (Узбекская ССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1962.
- Юшкин Н. П. Особенности современного отложения серы из подземных вод. Геохимия, № 8, 1962.
- Czerwiński J. Struktury microorganogeniczne siarki rodzimej w tortonie. Kwart. geol., t. IV, № 2, Warszawa, 1960.
- Feely H. W. and Kulp J. L. Origin of Gulf Coast salt dome sulphur deposits. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 41, No. 8, 1957.
- Pawłowski S. Problemy siarki rodzimej. Pracy Inst. geol., t. XXX, część 1, Warszawa, 1960.
- Pawłowska K. O. gipsach, siarce rodzimej i podgipsowych skalach świętokrzyskiego miocenu. Księga pamiątkowa prof. J. Samsonowicza, pl. XIV, 1962.

Государственный институт
горно-химического сырья
Люберцы

Дата поступления
6.IV.1964

О СМАЙТИТЕ ИЗ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

**Ф. В. ЧУХРОВ, А. Д. ГЕНКИН, С. В. СОБОЛЕВА,
Г. В. БАСОВА**

ВВЕДЕНИЕ

Смайтит как новый минеральный вид описан в 1957 г. (Erd, Evans, Richter, 1957). До сих пор единственным местонахождением этого минерала являлось месторождение Блумингтон в шт. Индиана (США), где он совместно с пирротинном был обнаружен в кристаллах кальцита из кварцевых жеод среди известняка в виде очень тонких гексагональных пластинок с поперечником 0,05—2 мм. Толщина пластинок смайтита от 1 до 3 мк. Как и пирротин, смайтит сильно ферромагнитен. По внешнему виду оба эти минерала очень сходны и достоверно отличить один от другого можно только с помощью рентгеновского метода.

Смайтит тригональный, его идеальная формула Fe_3S_4 выведена на основании структурного изучения. Ассоциирующийся со смайтитом из Блумингтона пирротин — моноклинный. Предполагается, что оба эти минерала, заключенные в кальците, образовались одновременно при температуре 25—40° при эпигенетических процессах из нейтральных или слабощелочных растворов. При нагревании в вакууме кальцита с включениями смайтита обнаружено, что при 400° смайтит полностью перешел в пирротин, возможно, с примесью пирита; после прогрева кальцита с включениями смайтита при 290° получена смесь смайтита с пирротинном.

По заключению Эрда, Эванса и Рихтера (Erd, Evans, Richter, 1957), впервые описавших смайтит, этот минерал представляет собой устойчивую фазу в системе $\text{Fe}—\text{S}$, возникшую при низких температурах и давлениях и дающую пирротин или пирит и серу при температуре между 200 и 290°; наиболее вероятным считается нахождение смайтита в осадочных породах или эпитермальных месторождениях.

1. СМАЙТИТ ИЗ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ТОЛЩИ КЕРЧЕНСКОГО П-ОВА

В литературе имеется ряд указаний на нахождение в осадочных породах пирротина. Так как смайтит без рентгеновского метода практически не отличим от пирротина, то весьма возможно, что под пирротинном в отдельных случаях описан смайтит. Это подтверждается тем, что минерал из керченских железорудных отложений, который принимался за пирротин (Чухров, 1936), как показали данные его рентгеновского изучения, является смайтитом. Описание этого минерала приводится ниже.

Выделения смайтита обнаружены в основании рудной толщи. Они приурочены к плотным темно-серым, зеленоватым или зеленовато-

Таблица 1

Рентгенометрическая характеристика смайтита и некоторых других сульфидов железа

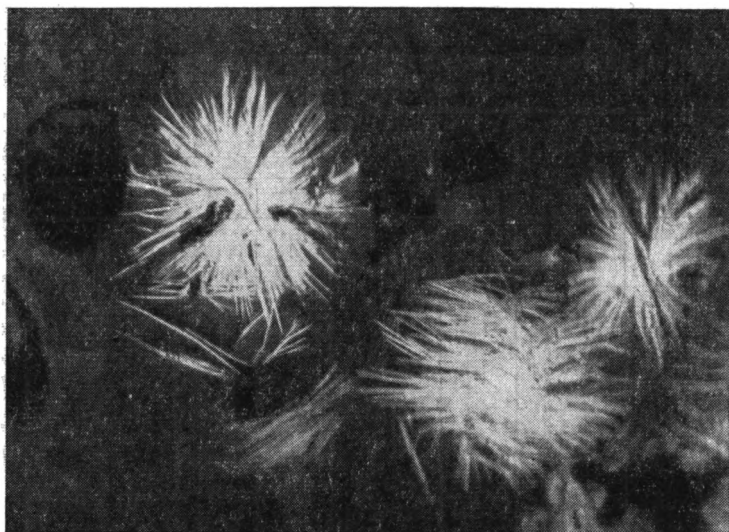
Смайтит из Керченского месторождения		Смайтит из Блумингтона (Erd, Evans, Richter, 1957)			Мельниковит Леппа (Lapp, 1957)		Мельниковит А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко (1963)			Сульфид железа из Забайкалья (В. А. Мокневский и Ян Фэн-цзюнь, 1961)			Грегит (Skinner, Erd, Grimaldi, 1964)		
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>
5	11,44	6	11,5	00,3			4	5,74	111				8,0	5,720	111
3	3,77	0,5	5,75	00,6	2	3,80	1	(3,86)	220 β	1	(3,81)	111 β	31,5	3,498	220
1	3,43	2	3,82	00,9	2	3,45	6	3,51	220	3	3,494	111			
3	(3,27)				2	(3,27)	4	(3,31)	311 β	2	(3,264)	200 β			
2	3,15						1	3,13	310						
10	2,99	6	3,00	10,1	9	2,96	10	2,97	311	8	2,972	200	100,0	2,980	311
		0,5	2,96	01,2											
		0,5	2,86	00,12			1	2,87	222				3,9	2,855	222
4	2,83	2	2,83	10,4											
5	2,74	4	2,75	01,5	1	(2,71)	5	(2,71)	400 β						
8	2,55	6	2,56	10,7											
4	2,45	2	2,45	01,8	9	2,46	8	2,47	400	7	2,46	211	54,8	2,470	400
1	2,35	0,5	2,29	00,15											
7	2,26	6	2,26	10,10			1	(2,22)	422 β				1,2	2,260	331
5	2,16	4	2,16	01,11											
1	(2,09)				1	2,09	2	(2,10)	511 β, 333 β						
					1	2,01	4	2,01	422	2	2,01	300	9,2	2,017	422
7	1,976	7	1,979	10,13	3	(1,92)	4	(1,922)	440 β						
8	1,894	8	1,897	01,14	4	1,89	7	1,900	511; 333	7	1,891	310	28,6	1,901	333,511
1	(1,832)				1	1,83									
10	1,736	10	1,732	11,0	10	1,739	10	1,743	440	10	1,735	222	76,8	1,746	440
		0,5	1,715	11,3											
		0,5	1,687	01,17											
5	1,673	4	1,672	11,6			1	1,641	600				0,9	1,671	531
1	1,574	0,5	1,577	11,9	1	1,561	1	1,564	620				4,2	1,5625	620
2	1,547	0,5	1,546	10,19											
1	1,509	0,5	1,496	20,2	1	1,507	5	1,404	533	4	1,502	400	9,8	1,5058	533
1	1,461	0,5	1,465	20,5			1	(1,454)	642 β				1,5	1,4883	722
		2	1,435	00,24											
4	1,425	6	1,427	20,8	2	1,420	5	1,426	444				8,6	1,4253	444

Таблица 2

Результаты рентгенометрического изучения продуктов нагревания смайтита до 300, 325 и 350°

300°		325°		350°		Смайтит из Керченского месторождения		Пирротин (Михеев, 1957)		Пирит (Михеев, 1957)	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
5	10,47					5	11,44				
1	6,32					1	6,47				
1	5,62					1	5,57				
3	3,79					3	3,74				
		1	3,51	2	3,52						
3	(3,36)	1	(3,36)	2	(3,33)						
		1	3,11	3	3,16	2	3,15			2	3,102
8	2,98	8	2,99	10	2,98	10	2,99	6	2,97		
1	2,83	1	2,85			4	2,83				
4	2,72	4	2,75			5	2,74				
				9	2,72					8	2,696
		4	2,64	9	2,63			8	2,63		
7	2,58	2	2,56			8	2,55				
				3	2,53						
2	2,48	3	2,44			4	2,45				
				5	2,41					8	2,417
5	2,26	3	2,29	2	(2,27)	7	2,26	1	(2,26)		
		1	2,22	4	2,21					7	2,206
2	2,16					5	2,16				
		10	2,06	10	2,06			10	2,062		
5	1,976	2	1,979	1	1,976	7	1,976				
				4	1,917					6	1,908
5	1,897	4ш	1,905			8	1,894				
				1	1,843						
				1	1,807					4	1,796
10	1,738	9ш	1,736			10	1,736				
				6	1,720			7	1,718		
3	1,673	1	1,677			5	1,673				
		4	1,635	6	1,633						
		2	1,612					4	1,612	10	1,629
				3	1,596						
				1	1,567					3	1,560
				2	1,506					4	1,498
				2	1,487						
		3	1,456	6	1,448					6	1,444
1	1,423	3	1,426	1	1,423	4	1,425	5	1,428		
1	1,337					1	1,336				
		3	1,323	4	1,318			6	1,315		
		1	1,284			3	1,279				
				1	1,239					3	1,239
		2	1,213	3	1,212					4	1,208
		1	1,190	2	1,183					4	1,179
				2	1,171						
		2	1,155	1	1,156			3	1,170		
		1	1,107	5	1,107					2	1,153
5	1,100	5	1,097	6	1,094			9	1,100	5	1,103
1		1	1,052	1	1,063	9	1,101	3	1,067		
1	1,044	4	1,043					8	1,045		
				7	1,041					9	1,040
		2	1,007	3	1,005						1,013
1	0,997					4	0,998				
				2	0,988			5	0,990		0,990

серым известнякам с многочисленными створками пластинчатожаберных моллюсков или слагают тонкие жилки в железной руде; местами смайтит образует выделения в сидерите «табачной» (закисно-окисной) руды и частично слагает внешние концентры рудных оолитов. Попереч-



Фиг. 1. Выделения смайтита (белое), состоящие из пластинок с радиальнолучистым расположением, среди карбонатной массы
Полированный шлиф, увел. 320



Фиг. 2. Мельчайшие выделения пирротина (белое) среди карбонатной массы

Полированный шлиф, увел. 320

ник наиболее крупных несплошных скоплений смайтита достигает 15 мм. Окраска агрегатов смайтита в изломе от черной до томпаковой. Сильно магнитен, разлагается соляной кислотой с выделением сероводорода.

Из-за незначительных размеров мономинеральных выделений смайтита нам не удалось отделить его полностью от сидерита для химического анализа. Из примесей спектроскопически в смайтите обнаружены следы магния, титана, марганца, кобальта и никеля.

Под микроскопом в отраженном свете смайтит розового цвета, весьма сходного с цветом пирротина. Анизотропный. Отражательная способность в желтом цвете ($\lambda=558$ мкм) 34,5%, т. е. ниже, чем у пирротина ($R=37\%$). Дисперсия отражательной способности¹ смайтита следующая:

мкм	%
436	26,
459	26,5
486	30,
558	34,5
613	33,5
662	30,0

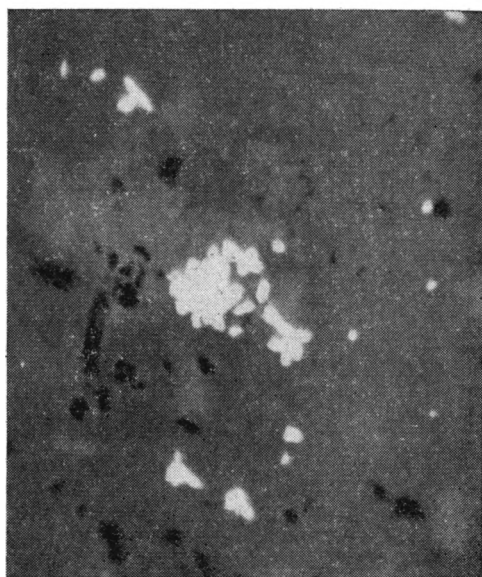
В полированных шлифах от действия HCl 1:1, $\text{HCl}_{\text{кон.}}$ HNO_3 1:1, HNO_3 конц — в течение 1—2 мин. смайтит не затравливается, но при более длительном воздействии поверхность его тускнеет, а затем темнеет и капля кислоты окрашивается в зеленоватый цвет.

Выделения смайтита при наблюдении в отраженном свете состоят из пучков тончайших пластинок с радиальнолучистым, реже параллельным расположением (фиг. 1). В карбонатной массе, цементирующей выделения смайтита, обнаруживаются его пластинки, длина которых не превышает 0,06 мм, а толщина — 0,001 мм.

Данные рентгеновского изучения смайтита² приведены в табл. 1, из которой очевидна идентичность опи-

¹ Измерение отражательной способности производилось на установке А. Д. Ракчеева в МГУ.

² Рентгенограммы смайтита и продуктов его нагревания снимались и рассчитывались Г. В. Басовой. Съемка производилась в камерах РКД ($D=57,3$ мм), излучение $\text{FeK}\alpha$, без фильтра.



Фиг. 3. Срастания пластинок пирротина (белое) среди карбонатной массы
Полированный шлиф, увел. 410



Фиг. 4. Пластины пирротина (белое) и более тонкие пластинки смайтита (белое) в карбонатной массе; пластинки смайтита местами нарастают на пластинки пирротина. Между выделениями пирротина и смайтита видны мельчайшие изометрические зерна (серые) минерала, напоминающего магнетит

Полированный шлиф, увел. 410



Фиг. 5. Пластины пирротина (белое) и выросшие на них более тонкие пластины смайтита (белое) среди карбонатной массы. Полированный шлиф, увел. 320



Фиг. 6. Мелкие сферические обособления пирита (ярко-белое) среди выделений смайтита.

Полированный шлиф, увел. 320

санного минерала из керченских руд со смайтитом из Блумингтона.

Изучение продуктов нагревания керченского смайтита при разных температурах в среде инертного газа показало, что при прогревании смайтита при 325—350° возникают пирит и пирротин (табл. 2).

Нагревание до 300°, судя по рентгенограммам, не приводит к изменению смайтита. Продукты нагревания при 325° наряду с линиями смайтита дают сильные линии пирротина и линии пирита. При нагревании до 350° смайтит полностью превращается в смесь пирротина с пиритом (см. табл. 2). Эти данные показывают, что смайтит устойчив лишь до 325—350°.

Определение изотопного состава серы в смайтите, выполненное В. И. Виноградовым, показало $\sigma S^{34}\% = 53 \pm 0,1$, что соответствует $S^{32}/S^{34} = 22,10$.

Из особенностей парагенезиса смайтита большой интерес представляет нахождение в ассоциации с ним пирротина. Последний встречается в виде мельчайших пластинчатых выделений длиной не более 0,01 и толщиной 0,003 мм. В отраженном свете он розового цвета, анизотропный. Отражательная способность у него почти такая же, как у смайтита.

Точное определение пирротина из-за ничтожного размера его выделений представляло большие трудности. Извлечением нескольких скоплений пластинок пирротина и удалением части окружающих их нерудных минералов удалось набрать небольшое количество минерала (тысячные доли миллиграмма) для порошкограмм.

На последней наряду с линиями смайтита и нерудных минералов имеются такие типичные для пирротина линии, как 2,07; 2,96; 2,62. Таким образом, различные формы выделений смайтита и пирротина, сход-

ство оптических свойств этих минералов и данные порошкограммы позволяют с уверенностью говорить о том, что в Керченском месторождении наряду со смайтитом присутствует и пирротин.

Пластинки пирротина наблюдаются в виде небольших скоплений в карбонатной массе (фиг. 2) или около выделений смайтита. Иногда пластинки группируются в сростки (фиг. 3, 4). На пластинки пирротина весьма часто нарастают тончайшие пластинки смайтита (фиг. 5).

В ассоциации со смайтитом наблюдается также пирит, мельчайшие сферические обособления которого располагаются в смайтите (фиг. 6). Изредка в более крупных скоплениях смайтита отмечаются и прожилочки пирита.

2. СРАВНЕНИЕ СМАЙТИТА С НЕКОТОРЫМИ ДРУГИМИ СУЛЬФИДАМИ ЖЕЛЕЗА

В литературе имеются данные о некоторых сульфидах железа, сопоставление которых со смайтитом заслуживает специального внимания.

Г. Лепп опубликовал статью о сульфиде железа, полученном синтетически в виде скрытокристаллического сажистого магнитного продукта, легко растворимого в разбавленной соляной кислоте (Lepp, 1957). Этот продукт, состав которого не определен, назван им синтетическим мельниковитом, так как по некоторым свойствам (магнитность, растворимость в соляной кислоте) он имеет сходство с мельниковитом, описанным Б. Доссом (Doss, 1912). Данные рентгеновского изучения этого вещества приведены в табл. 1. Лепп сделал вывод, что результаты его экспериментов свидетельствуют о существовании в природе мельниковита с указанными свойствами, аналогичного мельниковиту Досса. Как известно, состав мельниковита Досса, установленный по данным анализа нечистого материала, отвечает формулам $\text{Fe}_{2,6}\text{S}_4$ и FeS_2 ; этот мельниковит образует черные скрытокристаллические агрегаты, разлагается соляной кислотой, магнитен. Недостаточная полнота описания мельниковита Досса привела к тому, что впоследствии название «мельниковит» в литературе стало применяться для черных скрытокристаллических разновидностей пирита и марказита.

В. А. Мокиевский и Ян Фэнь-цзюнь (1961) обнаружили в Забайкалье в виде включений в скаленоздрических кристаллах кальцита сульфид железа, зерна которого в сечении имеют вид более или менее правильных шестиугольников; величина этих зерен от 2,5 до 60 мк. Минерал магнитен. По оптической изотропности изученных разрезов он условно отнесен к кубической сингонии и индцирован как кубический минерал (см. табл. 1).

А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко (1963) описали под названием мельниковита черный магнитный изотропный сульфид железа (растворимый в соляной кислоте) из олигоценовых глин Мангышлака и из конкреций со дна Черного моря. Межплоскостные расстояния этого минерала приведены в табл. 2. А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко пришли к выводу, что изученный ими минерал имеет кристаллическую структуру шпинелевого типа; состав его выражается формулой Fe_3S_4 . Указанные структуру и состав А. П. Полушкина и Г. А. Сидоренко предлагают принять для мельниковита.

В недавно опубликованной работе Б. Дж. Скинера и др. (Skinner a. oth., 1964) приведена подробная характеристика нового минерала грегита (Fe_3S_4), обладающего свойствами мельниковита, описанного А. П. Полушкиной и Г. В. Сидоренко. Грегит обнаружен в третичных

глинах из шт. Калифорния; имеет идеальную шпинелевую структуру и, вероятно, является политипной модификацией смайтита, отличаясь от него типом плотнейшей упаковки: в тригональном смайтите атомы S располагаются как по кубическому, так и по гексагональному закону, а в грегите упаковка полностью кубическая. Американские авторы выступают против названия «мельниковит» для найденного ими минерала, указывая, что нет достаточных доказательств полной идентичности грегита мельниковиту Б. Досса.

Для суждения о соотношении между смайтитом, грегитом и мельниковитом, рентгеновая характеристика которых дана в табл. 2, следует принять во внимание следующие данные о сульфидах железа, в основе структуры которых лежит плотнейшая упаковка атомов серы (ее характер и мотив заполнения пустот заметно изменяются с увеличением дефицита железа).

1. FeS — троилит. Гексагональная плотнейшая упаковка; все октаэдрические пустоты заняты атомами железа. Недавно открыта тетрагональная разновидность FeS — макиновит — с кубической упаковкой атомов S (Evans a. oth., 1962).

2. Fe_{1-x}S — пирротин. Структура изменяется в зависимости от содержания железа. При $x=0,112$ и ниже (до $x=0$) решетка гексагональная; при большем дефиците железа в структуре наблюдаются элементы дальнего порядка и она становится моноклинной.

3. $\text{Fe}_{1-0,25}\text{S}(\text{Fe}_3\text{S}_4)$ — смайтит и грегит. Структура смайтита полностью упорядоченная, симметрия тригональная, отвечающая определенному соотношению кубической и гексагональной плотнейшей упаковки, атомы железа занимают $3/4$ октаэдрических пустот; каждый четвертый слой октаэдров пустует и смещается (Белов, 1958).

В грегите упаковка полностью кубическая, структура шпинелевого типа, атомы Fe также входят в октаэдрические пустоты. Таким образом, смайтит и грегит являются членами одной политипной серии.

Не исключено, что мельниковит, возможно обладающий тем же составом, что и смайтит, отличается от него соотношением двух типов упаковок. Нельзя также исключить допущение, что мельниковиты представляют собой производные смайтита с неупорядоченной структурой благодаря значительному дефициту атомов железа (концентрационное неупорядочение). В какой-то степени это предположение подтверждается данными химических анализов (два мельниковита, анализы которых приведены в работе А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко, имеют состав $\text{Fe}_{2,83}\text{S}_4$ и $\text{Fe}_{2,88}\text{S}_4$). К сожалению, не представляется возможным судить о различии в порошкограммах анализируемых мельниковитов, так как соответствующие данные не опубликованы. Кроме того, следует подчеркнуть, что для анализов не удалось выделить мономинеральные фракции мельниковитов, не содержащие пирита. Поэтому вопрос о составе мельниковитов не является вполне ясным. Старые данные Б. Досса не могут быть использованы для решения этого вопроса.

Рентгенограмма сульфида В. А. Мокиевского и Ян Фэн-цзюнь в основном совпадает с рентгенограммами мельниковита.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Образование смайтита, обнаруженного в керченских железорудных отложениях, следует связать с процессами диагенеза, протекавшими в резко восстановительных условиях. Растворы, из которых отлагался смайтит, были, по-видимому, почти нейтральными. Обилие в

них сероводорода обусловило появление смайтита, обладающего дефицитом железа. Примером насыщенных сероводородом осадков могут служить отложения гидротроилитового слоя нововексинских отложений Черного моря (Страхов, 1963). Однако для установления ряда деталей, определяющих специфические различия в условиях возникновения смайтита и других сульфидов железа, нужны специальные экспериментальные исследования.

Представляется настоятельно необходимым проверить диагностику всех находок низкотемпературных пирротинов, в первую очередь пирротинов из осадочных толщ, которые в той или иной части могут оказаться смайтитами.

2. Как следует из литературных данных, под названием грегита может быть выделен самостоятельный минерал, дающий достаточно определенную рентгенограмму, обладающий магнитными свойствами и растворимый в соляной кислоте; возможно, что этот минерал и мельниковит Б. Досса аналогичны. Что же касается терминов мельниковит-пирит и мельниковит-марказит, которые вошли в геологическую литературу, то их применение в дальнейшем нецелесообразно; вместо них можно говорить о черном землистом или скрытокристаллическом пирите или марказите.

3. Следует отметить многообразие встречающихся в природе сульфидов железа (пирит, марказит, троилит, пирротин, макиновит, грегит, смайтит), представляющих члены системы $Fe-S$ и отличающихся друг от друга по составу или по структуре при одинаковом составе.

Существование различных минералов весьма близкого или одинакового состава определяется тем, что для сульфидов железа характерны как процессы упорядочения (в основном концентрационного — моноклинные и гексагональные пирротины), так и политипные переходы (смайтит — грегит). Возникновение отдельных минералов этой группы, например смайтита и грегита, по-видимому, зависит от довольно незначительных изменений условий минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 12, 1958.
- Мокиевский В. А., Ян Фэн-цзюнь. Новое о твердых включениях в кристаллах. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 90, вып. 5, 1961.
- Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит как минеральный вид. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 92, вып. 5, 1963.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. Литология и полезн. ископ., № 1, 1963.
- Doss B. Melnikowit, ein neues Eisenbisulphid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. Z. prakt. Geol., Bd. 20, 1912.
- Doss B. Über die Natur und Zusammensetzung des in miocänen Tonen des Gouvernements Samara auftretenden Scheffeleisens. Neues Jahrb. Mineral., B—B. 33, 1912.
- Erd R. C., Evans H. T., Richter D. H. Smythite, a new iron sulfide and associated pyrrhotite from Indiana. Amer. Mineralogist, v. 42, No. 5—6, 1957.
- Evans H. T., Berner R. A., Milton Ch. Vallerite and mackinawite. Geol. Soc. Amer. Program. Spec. Paper, 1962, v. 73, p. 147.
- Lepp H. Synthesis and probable geologic significance of melnicovite. Econ. Geol., v. 52, No. 5, 1957.
- Skinner B. J., Erd R. C., Grimaldi F. L. Greigite, the thio-spinel of iron; a new mineral. Amer. Mineralogist, v. 49, No. 5—6, 1964.

Институт
геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии
и геохимии
Москва

Дата поступления
18.VI.1964

УДК 549.623.9 : 551.735 (477.6)

ОБ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ТЕРРИГЕННЫХ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Г. В. КАРПОВА, Э. П. ШЕВЯКОВА

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время эпигенетическим преобразованиям осадочного вещества придается большое значение как с теоретической, так и с практической точек зрения. Работами советских исследователей намечены основные структурно-минералогические критерии зон эпигенеза в различных тектонических регионах, охарактеризованы факторы эпигенеза, предложено понятие фаций эпигенеза (Копелиович и др., 1961; Коссовская, Шутов, 1963).

Особого внимания при изучении процессов эпигенеза заслуживает глинистое вещество, так как именно некоторые качества глинистых минералов (сорбционная способность, разнообразные пределы устойчивости, преемственность минеральных видов и пр.) позволяют пользоваться ими как вполне надежными показателями степени эпигенетического изменения осадочных пород (Коссовская и др., 1963).

Данные, изложенные в настоящей статье, связаны с изучением глинистого вещества в каменноугольных отложениях Большого Донецкого прогиба, в его северо-западной части, носящей название Днепровско-Донецкой впадины.

Согласно современным представлениям, Большой Донецкий прогиб является единой крупной структурой. На герцинском этапе развития в результате взаимодействия геосинклинали и платформы возникла определенная зональность прогиба, так как область складчатого Донбасса переходит в область промежуточной геотектонической активности и подвижную платформу с обилием структурных поднятий (Карачинский, 1963). Именно эти области и явились очень удобным объектом для изучения эпигенетических изменений в верхне- и среднекаменноугольных отложениях, вскрытых на глубинах от 150 до 2000 м и представленных полифациальным терригенным комплексом с редкими прослоями углей и карбонатных пород, позволяющим увязать разрезы с классическим разрезом Донбасса.

В пределах этих областей распространен еще геосинклинальный или близкий ему тип отложений. Постепенное изменение каменноугольных отложений выражено в изменении их мощностей, характера ритмичности, угленосности и некоторых фациальных признаков, однако состав терригенного вещества остается общим для открытого Донбасса и его северо-западных продолжений.

Развитие стресса здесь ограничено, а глубокие скважины дают возможность проследить региональные изменения в осадочном веществе с глубиной и возрастом.

1. ТИПЫ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Все терригенные породы верхнего и среднего карбона (объединив песчаники — гравелиты — алевролиты с подчиненными им глинистыми породами) можно разбить на три типа: 1) полимиктовые породы с вулканогенным материалом; 2) аркозы и кварцполевошпатовые породы; 3) слюдисто-кварцевые породы (с единичными полевыми шпатами).

Обломочная часть пород сложена кварцем, плагиоклазами (альбит — олигоклаз, реже олигоклаз — андезин), калиевыми полевыми шпатами, белой и железистой слюдой, обломками осадочных и метаморфических пород. На некоторых стратиграфических уровнях происходит обогащение осадочного вещества вулканогенным материалом (свиты C_2^3 , C_2^5 , C_3^1 , C_3^3). Степень свежести первичного обломочного материала различна даже в наименее измененных эпигенезом горизонтах, где встречаются обломочный мусковит, спайные обломки полевых шпатов, пластинки хлорита, вулканическое стекло и т. п., так что источником этого материала были коры выветривания как магматических, так и более древних осадочных и метаморфических пород и, кроме того, вулканический материал различного типа.

Необходимо оговориться, что разделение на названные выше три типа очень условно, так как кроме них существует много переходных разновидностей.

2. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ЦЕМЕНТОВ ЗЕРНИСТЫХ ПОРОД

Глинистое вещество цемента всех трех типов пород различно и отличается различной чувствительностью к эпигенетическим преобразованиям. Все петрографические типы отложений характеризуются более или менее резкой полиминеральностью цементов зернистых, а также основной массы глинистых пород.

Для полимиктовых с вулканогенным материалом пород характерна очень пестрая минеральная ассоциация: монтмориллонит, каолинит, железистый хлорит, гидрослюды и смешанно-слоистые образования различного типа. Это устанавливается дифрактометрическим методом, подтверждается электронной микроскопией и обычным оптическим исследованием в шлифах. В тех случаях, когда термовесовой анализ¹ дает возможность предполагать наличие монтмориллонита (фиг. 1, 10/7, 17/5) или хлорита (фиг. 1, 5/38), на дифрактограммах всегда фиксируется целый ряд дополнительных линий, свидетельствующих о более сложном составе (табл. 1).

Монтмориллонит определяется рентгеновским методом по набору базальных рефлексов, изменяющихся при обработке. При этом первое базальное отражение увеличивается с 14 до 17 Å, а после прогрева при 600° уменьшается до 10 Å. Обработка же едким калием по методике Вивера (1962) не приводит к абсолютной стабилизации разбухающей решетки монтмориллонита, что используется иногда как доказательство его вулканогенной природы. В описываемых породах образование монтмориллонита, действительно, могло быть связано не только с переработкой железистых слюд, но и с переработкой вулканического материала. Кроме того, монтмориллонит мог возникать и при низкотемпературном синтезе в щелочных условиях начального катагенеза, где концентрации в растворе глинозема, кремнезема и окислов

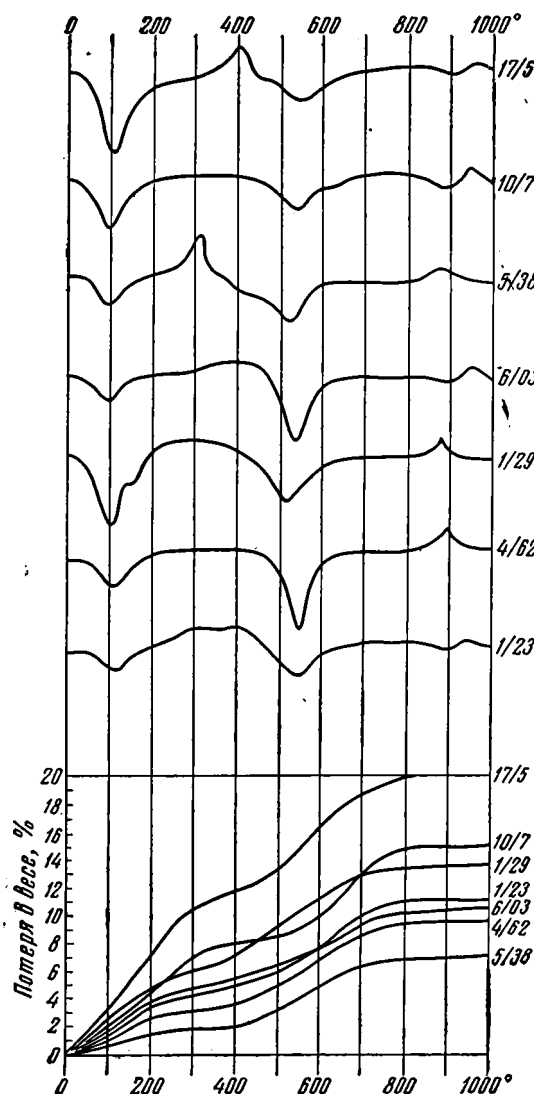
¹ Термовесовой анализ проводился на установке сопряженной фотозаписи. Термопара платино-платино-родиевая. Скорость нагрева 20 град/мин.

железа и магния достаточно велики благодаря интенсивному разрушению нестойких обломочных минералов. В этом случае он может вести себя при обработке как вулканогенный монтмориллонит.

Из разбухающих минералов гораздо чаще монтмориллонита устанавливаются смешанно-слоистые образования трех типов.

Первый тип — смешанно-слоистые фазы с первым базальным рефлексом 10,4—11,0 Å, который фиксируется на дифрактограммах или необработанных образцов наряду с рефлексом гидрослюда 10 Å, или проявляется после обработки гликолем. Второй базальный рефлекс гидрослюда 5 Å часто при этом осложняется дополнительным пиком с максимумом 5,05—5,15 Å. Прогрев при 600° обнаруживает дифракционную картину с четкой целочисленной серией базальных рефлексов гидрослюда 10 Å. Аналогично действует и обработка едким калием. Такие образования называют иногда деградированными, или гидратированными, гидрослюдами. Это неупорядоченные смешанно-слоистые фазы диоктаэдрического типа (монтмориллонит — гидрослюда), распространенные как в современных отложениях, так и в породах начальных стадий изменения. Их появление связано с гидратацией гидрослюд.

Второй тип — смешанно-слоистые фазы с первым базальным рефлексом 11,8—13,0 Å, который фиксируется или в необработанных образцах, или проявляется при обработке (см. табл. 1). Из нецелочисленной серии базальных рефлексов следующих порядков при обработке обычно



Фиг. 1. Кривые нагревания и потери веса глинистого вещества из цементов каменноугольных пород (C_2 , C_3) с глубин до 3 км

проявляется рефлекс (002). Все рефлексы дальних порядков сливаются с рефлексами основных структур. Разбухающий компонент в этих смешанно-слоистых образованиях не стабилизируется после насыщения KCl и KOH, однако роль его в структуре незначительна, так как при обработке гликолем и $MgCl_2$ рефлексов более 14 Å не наблюдается.

Подобные образования предложено сейчас называть «подвижными хлоритами» (Коссовская и др., 1963) и связывать их с преобразова-

Таблица 1

Расшифровка дифрактограмм * фракций менее 0,001 мм цементов полимиктовых песчаников с вулканогенным материалом

Образец 5/38										Образец *10/7									
исходный		обработанный гликолем		прогретый до 600°		обработанный КСl + КОН		обработанный гликолем после КСl + КОН		исходный		обработанный гликолем		прогретый до 600°		обработанный КСl+КОН		обработанный гликолем после КСl + КОН	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	13,86	10	14,00	5	14,00	1	13,86	1	13,86	—	—	7	17,00	—	—	—	—	5	16,97
10	12,3	—	—	5	11,8	2	11,00	3	12,0	—	—	5	15,8	—	—	—	—	—	—
—	—	2	11,00	—	—	—	—	—	—	5	14,8	1	14,3	3	14,0	5	14,3	3	14,59
2	10,09	1	10,0	10	10,0	5	10,0	5	10,0	—	—	3	12,3	—	—	—	—	—	—
10	7,09	10ш	7,0	10	7,0	10	7,0	7	7,0	5	11,8	1	10,7	1	11,0	5	11,1	3	11,5
2	6,07	2	5,3	—	—	1	5,45	2	5,8	2	10,0	5	10,0	7	10,0	8	10,0	7	10,0
3	4,95	1	5,0	5	5,0	5	5,0	3	5,0	5	7,4	2	8,3	—	—	2	7,1	—	—
1	4,76	1	4,7	2	4,7	1	4,7	1	4,7	5	7,0	3ш	7,1	5	7,0	7	7,0	7	7,1
5	3,5	7	3,5	3	3,5	5	3,5	5	3,5	—	—	3	6,0	1	5,4	1	5,4	—	—
5	3,34	7ш	3,4	3	3,3	5	3,3	5	3,3	2	4,95	3	5,0	5	5,0	5	5,0	5	5,15
5	2,8	5	2,8	5	2,8	3	2,8	5	2,8	—	—	—	—	2	4,7	—	—	—	—
2	2,5	1	2,5	3	2,5	3	2,5	3	2,5	5ш	3,5	3	3,5	3	3,5	5	3,5	5	3,5
2	2,34	2	2,34	—	—	2	2,37	2	2,37	3	3,3	5ш	3,3	7	3,3	7	3,3	5	3,3
3	1,99	3	1,99	3	1,99	3	1,99	2	1,99	10	2,8	3ш	2,83	3	2,8	5	2,8	7	2,8
										3	2,5	3	2,56	5	2,5	5	2,5	5	2,5
										2	2,37	1	2,37	—	—	2	2,3	1	2,37
										7	1,99	3ш	2,00	6	2,0	7	2,0	7	2,0

* Съемка на приборе УРС-50 ИМ в лаборатории кафедры минералогии и петрографии ХГУ. Fe-отфильтрованное излучение. При оценке интенсивностей эталонными величинами были интенсивности текстурированных необработанных образцов; ш — широкий.

нием железистых слюд в катагенезе. В описываемых породах подобные смешанно-слоистые фазы встречаются главным образом в песчаниках с вулканогенным материалом основного состава, где есть примесь железистых слюд. Можно предположить, что исходным материалом для этих смешанно-слоистых хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований были как железистые слюды, так и вулканогенные обломки, несущие следы интенсивного изменения.

Третий тип смешанно-слоистых образований содержит большее количество разбухающего компонента, что приводит к появлению широкого рефлекса с максимумом 14,1—14,8 Å. При обработке гликолем возникает отражение 15,6—16,0 Å кроме самостоятельного рефлекса монтмориллонита 17 Å. Связь с хлоритовой фазой проявляется после прогрева (см. табл. 1, обр. 10/7). Окончательной стабилизации после обработки едким калием не происходит. Очевидна связь со вторым типом смешанно-слоистых образований. Этот тип распространен гораздо чаще в цементах субграувакковых пород приплатформенных областей.

Хлорит встречается не только в виде пленок цемента и в порах, но и образует псевдоморфозы по вулканическому стеклу. Почти изотропный, с показателями преломления 1,650—1,660, при нагревании он ведет себя, как железистый хлорит (см. фиг. 1, обр. 5/38). Дифракционная картина цемента из олигомиктового песчаника (свита C_3^3) соответствует нормальному железистому хлориту 14 Å, где интенсивность второго и четвертого базальных рефлексов больше интенсивности первого и третьего при величине рефлекса (060) 1,556 с примесью смешанно-слоистого образования (12,3 Å). Однако гораздо чаще встречаются дифракционные картины иного типа, где рефлекс 13,5—14,0 Å появляется только при прогреве и сопровождается частичным ослаблением интенсивностей отражением дальних порядков. Исследования последних лет (Нельсон и др., 1963) позволяют относить подобные хлориты к так называемым септохлоритам. Судя по тому, что дифракционные картины хлоритового материала часто указывают на присутствие двух хлоритовых фаз, можно предположить, что в начальном катагенезе происходила трансформация септохлорита в нормальный хлорит (14 Å), тем более что хорошо окристаллизованный хлорит, судя по электронным снимкам, здесь еще отсутствует.

Возможно, дальнейшие исследования позволят отнести хлорит начального катагенеза к одной из низкотемпературных разностей 1b (Brown, Bailey, 1962).

В разновозрастных породах, аналогичных по составу, с приближением к платформе хлориты (7 и 14 Å) замещаются монтмориллонитом и смешанно-слоистой фазой третьего типа. Это же изменение минерального состава наблюдается и с уменьшением зернистости в пелитовых породах области промежуточной активности Донецкого авлакогена.

Сейчас еще не ясно, какой минерал является первичным при аутигенном преобразовании в начальном катагенезе вулканических обломков основного состава, хлорит или монтмориллонит. Возможно, эти минеральные виды могут образовывать и переходные типы разбухающих структур.

Обычной примесью для цементов полимиктовых песчаников является примесь каолинита и диоктаэдрической гидрослюды.

Таким образом, глинистое вещество субграувакковых пород при своей полиминеральности и изменчивости по площади характеризуется монтмориллонит-хлоритовым составом при обязательном присутствии смешанно-слоистых образований.

Таблица 2

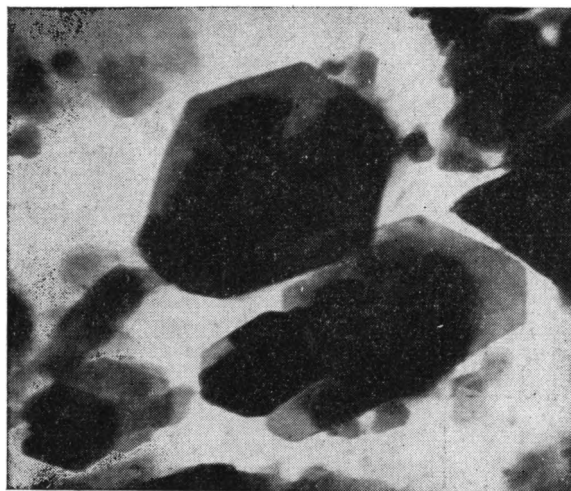
Расшифровка дифрактограмм фракций менее 0,001 мм цементов аркозов (обр. 1/29) и слюисто-кварцевых песчаников (обр. 1/23)

Образец 1/29										Образец 1/23									
текстурный		обработанный гликолем		прогретый до 600°		обработанный гликолем после прогрева		обработанный КОН + KCl		исходный		обработанный гликолем		прогретый до 600°		обработанный гликолем после прогрева		обработанный КОН + KCl	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	3	16,6	—	—	—	—	—	—	5	14,0	5	16,0	—	—	—	—	—	—
3	14,0	3	12,3	—	—	—	—	—	—	5	10,0	2	10,7	10	10,0	3	11,2	—	—
—	—	1	10,3	7	11,1	5	11,8	2	10,5	—	—	5	10,0	—	—	7	10,0	10	10,0
10	10,0	10	10,0	7	10,0	10	10,0	10	10,0	7ш*	7,0	3	7,9	—	—	—	—	—	—
—	—	2	7,9	—	—	—	—	—	—	—	—	5	7,0	—	—	—	—	—	—
10	7,2	10	7,0	—	—	—	—	2	7,0	2ш	5,0	1	5,3	—	—	2	5,4	—	—
2	5,0	3	5,3	3	5,1	3	5,4	7	5,0	3	3,5	2	5,0	5	5,0	5	5,0	5	5,0
5	3,5	6	3,5	3	5,0	5	5,0	—	—	5	3,3	3	3,5	—	—	—	—	—	—
10	3,3	10	3,3	10	3,3	10	3,3	10	3,3	10	2,8	3	3,3	10	3,3	10	3,3	10	3,3
2	2,8	5	2,8	—	—	—	—	—	—	3	2,5	10	2,8	7	2,5	5	2,5	3	2,5
3	2,5	3	2,5	5	2,5	5	2,5	5	2,5	1	2,3	2	2,5	7	2,5	—	—	—	—
2	2,37	1	2,37	—	—	—	—	—	—	5	2,0	1	2,3	7	2,0	7	2,0	7	2,0
5	1,99	5	1,99	7	1,99	7	2,0	10	2,0	—	—	7	2,0						

* ш — ширина.

Для аркозовых и полевошпатово-кварцевых пород характерно каолинито-гидрослюдистое глинистое вещество с примесью монтмориллонита и смешанно-слоистых структур диоктаэдрической и триоктаэдрической природы.

Каолинит для этого типа глинистого вещества является постоянной компонентой и устанавливается оптическим, рентгеновским (табл. 2), термическим (см. фиг. 1, обр. 1/29, 4/62) методами и в электронном



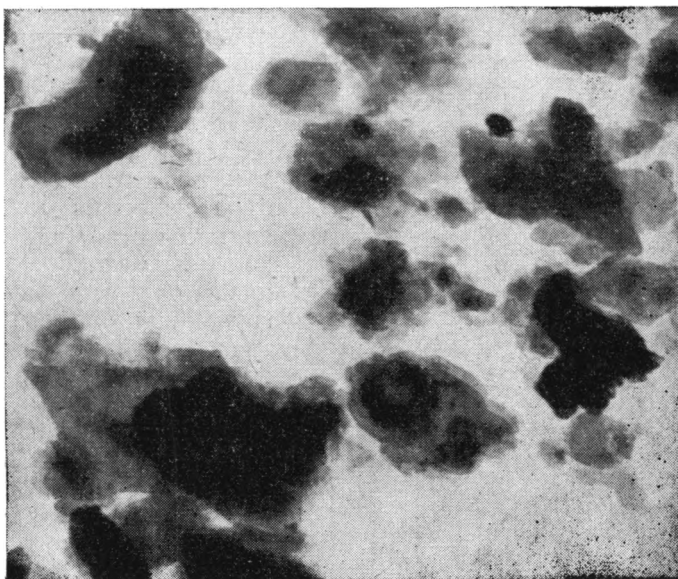
Фиг. 2. Каолинит из цемента аркозов. Электронно-микроскопический снимок на просвет. Обр. 4/62, свита C_2^5 , гл. 2000 м, увел. 34 000

микроскопе (фиг. 2). Аутигенный каолинит возникает по железистым слюдам и хлориту в песчаниках как континентальных, так и прибрежно-морских фаций, выполняет поры и образует псевдоморфозы по растительным остаткам. Мономинеральные каолинитовые цементы в породах отсутствуют, однако трудно найти аркозовые породы с полевыми шпатами хорошей сохранности без участков, сложенных каолинитом. Возможно, образование каолинита в начальном катагенезе связано с неизрасходованными еще количествами органического вещества, создающими кислую среду; источником Al и Si, кроме неустойчивых компонентов песчано-алевритовых пород, мог быть подток вещества из глинистых прослоев с обилием седиментационно-диагенетического и обломочного каолинита.

Некоторые образцы несут дополнительные рефлексы на дифрактограммах порядка 13—13,8 Å; они не реагируют на насыщение глицером, но исчезают при нагреве, что позволяет относить их к реликтам триоктаэдрических гидрослюд. Правда, учитывая различную степень сохранности обломочных железистых слюд, мы не можем быть уверены, что последняя возникла в катагенезе.

Появление смешанно-слоистых образований и монтмориллонита в аркозовых породах связывается с изменением неустойчивой в катагенезе железистой слюды. Однако и для этих образцов различная обработка (прогрев, кипячение в KCl и KOH) не приводила к образованию стабильной структуры 10 Å. Всегда оставались реликты разбухающего минерала. Если не подвергать сомнению генетическое значение

методики Вивера, то остается предположить возникновение части разбухающих компонентов по хлоритизированным и аморфизированным пластинкам железистых слюд. Новообразованный минерал этого типа в электронном микроскопе устанавливается в виде изометрических четких чешуек вокруг крупных частиц обломочного генезиса (фиг. 3).



Фиг. 3. Обломочная гидрослюда и новообразованные изометрические чешуйки разбухающего минерала. Электронно-микроскопический снимок. Обр. 1/29, свита C_3^3 , гл. 1000 м, увел. 30 000

Глинистое вещество пород слюдисто-кварцевого состава связано с глинистым веществом аркозов различными переходами, однако состав его обычно упрощается.

Наиболее обычным является присутствие диоктаэдрической гидрослюды различной степени гидратации и монтмориллонита, который носит здесь отчетливо диоктаэдрический характер. При наличии разбухающих компонентов величина рефлекса (060) не превышает 1,504. Для характеристики приведена кривая нагревания и расшифровка дифрактограмм образца 1/23 (см. фиг. 1, табл. 2). Тип глинистого вещества может быть назван монтмориллонито-гидрослюдистым. Наряду с обломочной гидрослюдой различной степени гидратации, в шлифе устанавливается новообразованная низкотемпературная гидрослюда глауконитового типа, количество которой резко увеличивается в отложениях платформы. Встречается она и в аркозах. Получить структурную характеристику этой гидрослюды не удается, так как невозможно пока выделить обогащенную ею фракцию.

Описанное глинистое вещество встречается в выделенных петрографических типах в верхне- и среднекаменноугольных отложениях до глубин 2600—3500 м в области промежуточной геотектонической активности и в пределах подвижной платформы.

Несмотря на значительную глубину залегания каменноугольных отложений в пределах Донецкого авлакогена, глинистое вещество не несет признаков значительного эпигенетического изменения.

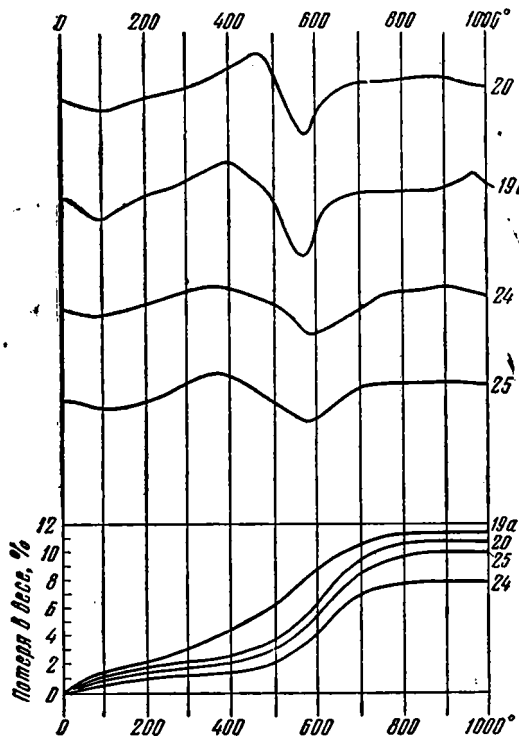
3. ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ЦЕМЕНТАХ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД С ГЛУБИНОЙ

Глубина разведочных скважин в описываемом районе не превышает 3000 м, так что изменение глинистого вещества с глубиной наблюдалось по керну единичных скважин: Шебелинской № 200 (забой 4490 м), Харьковской параметрической № 1 (забой 3388 м), скважины № 302

профиля Шевченко-Близнецы (забой 4200 м), Северо-Голубовской № 10 (забой 3051 м).

Наиболее удобным объектом по полноте разреза, глубине вскрытия и положению является скважина № 200, так как Шебелинское поднятие расположено в наиболее погруженной области промежуточной геотектонической активности.

Все изменения по разрезу с глинистым веществом происходят постепенно, причем связаны они с уменьшением роли разбухающих компонентов в структурах минералов, с исчезновением монтмориллонита (с первым базальным рефлексом порядка 17 Å после обработки гликолем), со стабилизацией хлорита и гидрослюда. Удивительным кажется медленный темп эпигенетических изменений.



Фиг. 4. Кривые нагревания и потери веса глинистого вещества из цемента с глубин более 3800 м

3852—3856 м (обр. 19а, C_2^5), 3937—3953 м (обр. 20, C_2^5), 4260—4264 м (обр. 24, C_2^3), 4300—4306 м (обр. 24, C_2^3).

Образец 20 является типичным «табачковым» полимиктовым песчанником, образцы 19а и 24 принадлежат полевошпатово-кварцевым разностям, а образец 25 — слюдисто-кварцевый с единичными полевыми шпатами песчаник.

Тонкодисперсное вещество в песчаниках с вулканогенным материалом образует, как правило, каемки вокруг обломочных зерен, замещает основную массу эффузивов, выполняет поры. Представлено минералами хлоритовой группы.

Каемки бесцветного или светло-зеленого хлорита с двупреломлением 0,001—0,002 ($n=1,610 \pm 0,002$) несут в свою очередь агрегатные скопления окислов железа. В порах хлорит с аналогичной оптической характеристикой образует радиальнолучистые и игольчатые агрегаты. Термическая характеристика хлоритового цемента отвечает железистому хлориту (фиг. 4, 20) с примесью гидрослюда, а дифрактометрический метод (фиг. 5, 20) устанавливает кроме железистого хлорита

Для характеристики последних приведены данные по Шебелинской скважине № 200-р для интервалов

[базальные рефлексы 14; 7,0; 4,71; 3,52; 2,80 Å, значительная интенсивность (002) и (004)] примесь диоктаэдрической гидрослюда и реликты разбухающих структур (11,4; 5,7 Å).

Железистый характер хлорита подтверждается величиной межплоскостного расстояния (060), полученного дебаевским методом, равного 1,544 Å. Следовательно, глинистое вещество цементов в песчаниках с вулканогенным материалом становится на больших глубинах гидрослюдисто-хлоритовым, но сохраняет реликты разбухающих структур.



Фиг. 6. Каолининовый цемент в «незапечатанной» поре при регенерации кварца и стилолитовом сочленении зерен. Обр. 19а, увел. 200

Глинистое вещество аркозовых песчаников имеет и на больших глубинах наиболее неравновесный состав. Сохраняются смешанно-слоистые структуры различного типа. Оптическая характеристика агрегатного цемента отвечает гидрослуде или смеси гидрослуды с хлоритом, однако дифрактометрический метод устанавливает наряду с рефлексом 10 Å рефлексы 10,3—10,2 Å, соответствующие гидратированной гидрослуде. Обнаруживается разбухающий характер слоистых хлоритовых структур с базальными рефлексами 14,8; 7,5; 5,4 Å или 15,1; 7,7; 5,9 Å после обработки гликолем. О реликтах триоктаэдрической гидрослуды свидетельствует рефлекс 13,3 Å (см. фиг. 5, 24), изменяющий свое положение при обработке. Новообразования удлиненной гидрослуды устанавливаются наряду с корродированной гидрослудой обломочного типа.

Кроме перечисленных минералов, в цементе аркозовых пород сохраняется минерал каолининовой группы. Он легко определяется оптически. «Воротничковые» и беспорядочные агрегаты его заливообразно контактируют с обломочными зернами кварца (разъедают кварц), обычно «не запечатаны» в порах, а заполняют поры вместе с гидрослудой, встречаются наряду с участками бесцементных структур (фиг. 6). Устанавливается каолинит и в электронном микроскопе (фиг. 7), и на дифрактограмме (его рефлексы исчезают при прогреве до 600°, уменьшая интенсивность рефлексов хлорита).

Каких-либо данных в пользу диккитизации каолинита на больших глубинах нет. Вероятно, это связано с тем, что в разрезе отсутствуют мономинеральные каолинитовые цементы, а при сложном составе цемента с глубиной происходит его гидрослюдизация.

Каолинитовые мономинеральные аргиллиты вскрыты на глубине 3352 м Харьковской скважиной № 1 (C_1) вместе с каменным углем спорово-дюренового типа и также не несут никаких признаков диккитизации, так что условия возникновения диккита в катагенезе, вероятно, должны быть ограничены идеальными жесткими требованиями: мономинеральность цемента в кварцевых песчаниках, изолированность пор (Шутов, Далматова, 1961).

Глинистое вещество слюдисто-кварцевых песчаников превращается с глубиной в агрегатную гидрослюда с примесью хлорита, причем кроме заполнения межзерновых пор гидрослюда сохраняется на узких контактах между зернами.

Некоторая мусковитизация гидрослюда доказывается появлением дополнительного эндотермического эффекта в области 1000—1100° (см. фиг. 4, 25). Новообразованная гидрослюда сохраняет и здесь удлиненную форму, но соответствует ли она еще низкотемпературной разности гидрослюда, пока не ясно. Электроннографические и рентгеновские исследования гидрослюдистых цементов с различных глубин не обнаруживают различия в модификациях. Устанавливается только модификация M_2 . Возможно, на небольших глубинах главную роль еще играет обломочная высокотемпературная гидрослюда, а аутигенная гидрослюда на глубинах свыше 3000 м принадлежит той же модификации.

В пелитовых породах преобразование глинистых минералов происходит еще медленнее, что связывается с затрудненной миграцией вещества в породах с низкой пористостью. На глубинах более 3500 м в глинистых породах исчезает только монтмориллонит и разбухающие компоненты, связанные с диоктаэдрической гидрослюдой, но минералы хлоритового типа характеризуются чувствительностью к обработке. Обычно рефлекс 14,1—14,7 Å сдвигается при нагреве до 13,5—12,8 Å, почти не изменяясь при обработке гликолем. Устойчивые нормальные хлориты (14 Å) в глинистых породах представляют редкость, зато каолинит в виде примеси устанавливается почти всегда.

Следовательно, при определенной направленности изменений глинистого вещества оно даже на значительных глубинах (свыше 3500 м) в области, переходной от геосинклинали к платформе, при геосинклинальном еще типе осадочного вещества представлено, как правило, неравновесной ассоциацией.



Фиг. 7. Электронно-микроскопический снимок. Пакеты каолинита из цемента аркоза. Обр. 19а, свита C_2^5 , гл. 3856 м, увел. 30 000

4. ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Крайне медленная переработка глинистого вещества при эпигенетических процессах является интересным фактом. Быстрее других глинистых минералов в изученном разрезе исчезает монтмориллонит, однако еще на глубине 3000 м (скв. 200-р, С₃) дифрактометрическим методом обнаруживается монтмориллонит в аркозовых песчаниках и сопутствующих им аргиллитах как самостоятельный компонент. Реликты триоктаэдрической гидрослюда с характерными рефлексами вермикулитового типа сохраняются также в аркозовых песчаниках до глубин 4000—4300 м.

Состав минералов хлоритовой группы отнюдь не является постоянным, что отчетливо видно при исследовании однотипных песчаников с вулканогенным материалом.

Нигде на больших глубинах не установлен септохлорит, а хлорит принадлежит типу 14 А, что уже свидетельствует в пользу большей степени упорядоченности хлоритовых минералов. Если сравнивать интенсивности базальных рефлексов и величины рефлексов (060) у хлоритов с различных глубин, то очевидно большая железистость хлоритов верхней зоны. У хлоритов нижней зоны отчетливо проявляется рефлекс (003) и увеличена интенсивность рефлекса (001), а величина (060) не превышает 1,544 в отличие от 1,556 у хлорита верхней зоны. Реакция на химическую обработку этих хлоритов также различна. Хлориты с небольших глубин при подогреве (70°) в 2%-ной HCl частично разрушаются, обогащая фракцию гидроокислами железа. Хлориты с глубин более 3800 м совершенно не реагируют на обработку теплой соляной кислотой.

Уменьшение железистости хлоритов с выносом железа и формированием гематитовых новообразований на хлоритовых оторочках происходит, вероятно, с упорядочением хлоритовой структуры.

Изменение диоктаэдрической гидрослюда обломочного генезиса связано по разрезу с ее дегидратацией и с последующей мусковитизацией, однако этот процесс очень постепенен. На глубине более 4000 м почти мономинеральные гидрослюдистые фракции (тип слюдисто-кварцевых песчаников) содержат не более 9% щелочей, а серицитовый (мусковитовый) эффект диссоциации при 1100° проявляется только как дополнительный эффект. В ряде случаев наряду с новообразованным альбитом гидрослюда приобретает свойства парагонита (набор базальных рефлексов 9,8; 4,95; 3,26 А). Фракции менее 0,001 мм содержат в этих случаях до 6,24% Na₂O при сумме щелочей 8—9%.

Смешанно-слоистые образования различной степени упорядоченности и различной природы с глубиной, разумеется, теряют свое значение, но реликты некоторых из них сохраняются и на глубинах порядка 4000—4300 м.

Наименьшей устойчивостью характеризуются неупорядоченные смешанно-слоистые образования типа гидратированной гидрослюда (монтмориллонит — гидрослюда). Эти структуры встречаются во всех типах пород, но на глубинах более 3500 м сохраняются изредка только в цементе песчаников аркозового типа. Неупорядоченные смешанно-слоистые образования хлоритового типа («подвижные» хлориты, монтмориллонито-хлоритовые структуры) сохраняются и на глубинах более 4000 м в песчаниках и аргиллитах аркозовых и вулканогенных пачек.

Наибольшую устойчивость при эпигенезе осадочного вещества в условиях переходной области имеет каолинит, сохраняясь в песчаниках и аргиллитах слюдисто-аркозового, а иногда и вулканогенного типа.

5. ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕЗА КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ПОРОД

Если пользоваться степенью изменения глинистых минералов для характеристики эпигенеза терригенных пород изученной области, то большую мощность отложений каменноугольного возраста вместе с вышележащими отложениями (пермь, триас, юра, мел и т. д.) необходимо отнести к зоне начального катагенеза или зоне неизмененного глинистого цемента. Признаки более глубокого эпигенетического преобразования глинистого вещества начинают приобретать региональное значение только с глубин около 2800—3700 м для отложений среднего карбона в наиболее погруженных осевых участках. В приплатформенных частях (прибортовые области кристаллических массивов) глубинный катагенез не затрагивает среднекаменноугольные отложения.

Региональные глубинные эпигенетические изменения проявляются, кроме того, в большем развитии бесцементных структурных элементов, частичном исчезновении биотита, обилии новообразований альбита, цоизита, эпидота и пр., перекристаллизации карбонатов, однако можно утверждать, что преобразования глубинно-катагенетического типа здесь только начинаются.

Так как глубина залегания кристаллического фундамента достигает на меридианах Харькова и Полтавы в центральной осевой части авлакогена 7—8 км (по геофизическим данным; Андреева, Чирвинская, 1961), то можно ожидать в этих участках осадочное вещество с большей степенью эпигенетических изменений. Характер этих изменений будет, вероятно, ближе к геосинклинальному.

Интенсивность эпигенеза в переходной области медленно уменьшается вместе с уменьшением мощности осадочного чехла к северо-западу (западу), по направлению Полтава — Чернигов. В приплатформенных и платформенных участках (например, в пределах Черниговского и Лохвицкого выступов) каменноугольные отложения не несут никаких глубоких эпигенетических изменений при глубине залегания фундамента 5—3,0 км. Интенсивность эпигенеза довольно быстро падает в перпендикулярном направлении в прибортовых частях кристаллических массивов, где признаки глубинного катагенеза иногда устанавливаются на глубинах около 3 км в нижнекаменноугольных отложениях, а отложения среднего карбона находятся на стадии начального катагенеза.

К юго-востоку (востоку) интенсивность эпигенеза нарастает довольно медленно, хотя в действие постепенно вводятся его геосинклинальные факторы.

Оформление равновесных глинистых минеральных ассоциаций и образование бесцементных структур задерживается в переходной области благодаря резкой полиминеральности осадочного вещества, ритмичности разреза и отсутствию стресса.

В начальном катагенезе идет интенсивное разрушение биотита и вулканического стекла, поэтому породы с неустойчивыми компонентами быстрее других подвергаются изменениям в начальном катагенезе, но стабилизация их на глубине задерживается в связи с «устойчивостью» некоторых смешанно-слоистых структур. Интенсивному эпигенетическому преобразованию с глубиной скорее всего подвергаются минералогическо-петрографические типы наиболее простого состава (слю-

дисто-кварцевые), так как в них отсутствовал вулканический материал, а степень изменения обломочного биотита была достаточно высока. По сути, эти породы лучше других приспособлены к условиям катагенеза. Их становление сводится только к стабилизации диоктаэдрической гидрослюда и монтмориллонита.

ВЫВОДЫ

1. Характер глинистых минералов в цементах песчано-алевритовых пород каменноугольного возраста Днепровско-Донецкой впадины непосредственно связан с составом обломочной части трех типов терригенных пород: субграувакк, аркозов и слюдисто-кварцевых.

2. Наиболее сложный состав глинистого вещества встречен в субграувакках — хлорит, монтмориллонит, гидрослюда диоктаэдрическая различной степени гидратации, смешанно-слоистые образования хлоритовой природы.

3. Наиболее простой состав глинистого вещества встречен в слюдисто-кварцевых породах — гидрослюда различной степени гидратации с примесью диоктаэдрического монтмориллонита.

4. Изменение глинистого вещества с глубиной сводится к стабилизации диоктаэдрической гидрослюда, к исчезновению монтмориллонита и септохлорита, к формированию хлоритов меньшей степени железистости.

5. Особенности глубинного катагенеза изученного района являются устойчивость каолинита, устойчивость смешанно-слоистых структур с хлоритовой основой, некоторая парагонитизация гидрослюда.

6. Сохранность неравновесных глинистых минеральных ассоциаций на больших глубинах (свыше 3,5 км) объясняется не только тектоническим характером региона (промежуточное положение между геосинклиналью и платформой), но и различными темпами эпигенетических изменений в терригенных породах различного состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева Р. И., Чирвинская М. В. О гипсометрии фундамента Днепровского грабена. Геол. нефти и газа, № 12, 1961.
- Вивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение фиксации калия набухающими минералами, образовавшимися из мусковита, хлорита и вулканического материала. В сб. «Вопросы минералогии глин». Изд. иностр. лит., 1962.
- Карачинский В. Е. Размещение месторождений углеводородов и тектогенетическая зональность Донецкого авлакогена. Тезисы II Межвед. конф., ХГУ, 1963.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метакатагенеза. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. Д. Глинистые минералы — индикаторы глубинных изменений терригенных пород. Сб., посвящ. 60-летию Л. В. Пустовалова. Изд. АН СССР, 1963.
- Нельсон В., Рой Р. Синтез хлоритов и их структурный и химический состав. В сб. «Вопр. теор. и эксперим. петрологии». Изд. иностр. лит., 1963.
- Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе. Acta Univ. Carolinae. Geol. Suppl., v. 1, 1961.
- Brown B. E. and Bailey S. W. Chlorite Polytypism: 1. Regular and Semi-Random One-layer Structures. Amer. Mineralogist, vol. 47, № 7/8, 1962.

УДК 553.434 (571.55)

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И. П. РЕЗНИКОВ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Удоканское рудное поле и его окрестности являются небольшой частью Кодаро-Удоканского синклиория, расположенного в пределах Байкало-Станового пояса. Образование и геосинклинальное развитие последнего представляется в следующем виде.

На территории этого региона в начале верхнего протерозоя проявилась фаза байкальской складчатости, вызвавшая протерозойское смятие отложений нижнего протерозоя и усложнение архейских структур. Максимальные радиальные напряжения в последнюю стадию этой фазы складчатости вызвали образование многочисленных, различно ориентированных разломов архейско-протерозойского фундамента. По разломам происходило неравномерное опускание больших блоков земной коры, что привело к заложению крупного Байкало-Станового прогиба, внутри которого сформировались крупные сложные структуры, в том числе Кодаро-Удоканский синклиорий с многочисленными трещинами и разломами. Он находится в северо-восточной части Байкало-Станового пояса, по районированию Г. Л. Падалки (1961), или на севере внешнего пояса Байкалида, по Л. И. Салопу (1958). В прогибе в течение нижнего кембрия протекало интенсивное накопление мелководных морских и дельтовых карбонатно-терригенных осадков удоканской серии. Мощность ее колеблется от 12 000 до 12 700 м. Мною по данным Г. Л. Падалки (1961) составлена сводная стратиграфическая колонка отложений удоканской серии (фиг. 1). В ней отмечено положение медного оруденения в разрезе удоканской серии; при этом принимались во внимание рудные тела с концентрацией металла от 0,2—0,3% и выше.

Породы удоканской серии иногда содержат меди в 5—10 раз больше среднего содержания ее в земной коре.

На севере Кодаро-Удоканский синклиорий граничит с Алданским щитом по Удоканскому широтному разлому, а на западе — по Чарскому меридиональному разрывному нарушению.

На востоке синклиорий прослеживается в широтном направлении на 120—140 км, а западнее долины р. Чары свою широтную ориентировку он резко меняет на меридиональную и протягивается к северу на 120—150 км.

Рудное поле Удоканского месторождения располагается в Намингинской мульде, которая находится в восточной половине Кодаро-Удоканского синклиория, в области его сочленения по широтному Удоканскому разлому с архейским Алданским щитом. Шов сочленения отмеченных структур контролировал многократное вторжение крупных и мелких порций магмы кислого, среднего и реже основного состава.

Рудные тела располагаются в 1200—1500 м от контакта песчаников и крупного Кеменского гранитного шовного плутона. Бедное медное оруденение наблюдается в песчаниках непосредственно у их контакта с гранитами. Среди рудных тел часто встречаются тектонические брекчии, приуроченные к различным стратиграфическим уровням, близким друг к другу, что свидетельствует о неоднократных межпластовых тектонических подвижках, охвативших небольшую часть разреза.

Вполне возможно, что брекчии фиксируют внутриформационный тектонический срыв, представляющий собой не единый линейный шов, распространяющийся во всей Намингинской мульде, а сумму кулисообразно ориентированных трещин, создающих зону, прослеживаемую в узком интервале разреза.

Часть секущих мелких разломов в пределах рудного поля залечена дайками, сложенными породами кислого, среднего и основного состава. На различных участках месторождения дайки секут рудные тела. Восточнее Удоканского месторождения нами отмечена Сакинская зона разломов с интересной гипогенной медной минерализацией.

2. КРИТИКА ВЗГЛЯДОВ ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

О генезисе медного оруденения на Удоканском месторождении, в бассейне рек Большая Икабия, Чина и в других пунктах Кодаро-Удоканской структурно-металлогенической зоны имеются различные суждения. Подавляющее большинство геологов безоговорочно признает его первичноосадочным, меньшая часть исследователей рассматривает его как гидротермальное оруденение.

По мнению М. Н. Бакун, Р. Н. Володина и Ф. П. Кренделева (1958), осадочный генезис Удоканского месторождения подтверждается следующими фактами.

1. Расположением медистых песчаников среди дельтовых отложений мелководных бассейнов, имеющих ритмическое чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов с ритмичной косою слоистостью, знаками ряби, течений и трещин усыхания.

2. Независимым расположением месторождений и рудопроявлений меди от интрузий габбро-норитов.

3. Приуроченностью рудных тел на огромной площади (десятки квадратных километров) к определенному стратиграфическому горизонту и резко выраженной их пластовой формой; секущие рудные тела нигде и никем не наблюдались. Горизонт медистых песчаников залегает согласно с вмещающими его породами.

4. Изменением мощности горизонта медистых песчаников однозначным с изменением мощности вмещающей его толщи, что подчеркивает связь оруденения с дельтовой фацией. Направление изменения мощности совпадает с направлением сноса обломочного материала во вмещающих породах.

5. Определяющей ролью фациальных особенностей в распределении медной минерализации внутри горизонта и отсутствием влияния вещественного состава на распределение оруденения.

6. Монометальным составом руд.

7. Текстурами первичных руд, повторяющими текстуры осадочных пород различных частей ритма.

По их мнению, «... медь переносилась не в виде истинных растворов, а в виде взвешенных частиц каких-то, по-видимому, карбонатных соединений меди... Большая часть взвешенных частиц оседала в дельте вместе с основной массой обломочного материала. В прибрежной части

Свиты и подсвиты		Колонка	Мощность, м	Краткая характеристика пород
Наминга			350	Преимущественно темно-серые почти черные алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся мелкозернистыми песчаниками
Сачунанская	Верхняя подсвита	III пачка	1000	Полевошпатово-кварцевые и кварц-полевошпатовые рудные и безрудные песчаники с редкими линзами алевролита
		II пачка	1200	Кварцевые, полевошпатово-кварцевые песчаники с линзами медистых песчаников
		I пачка		
	Средняя подсвита		1000	Полевошпатово-кварцевые эпидотовые и безэпидотовые косо- и горизонтально-слоистые песчаники с редкими прослоями карбонатных песчаников
			2500	Однородные серые косо- и горизонтально-слоистые средне- и мелкозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники с многочисленными магнетитовыми слоями. Редкие линзовидные тела медистых песчаников
	Нижняя подсвита		1100	В основании: грубослоистые неравномернозернистые песчаники и конгломераты, выше серые и темносерые песчаники с очень тонкозернистыми породами типа аргиллитов. В отдельных прослоях часто видна тонкая косая слоистость
Батунская			500	Лиловато-серые и серые тонкозернистые массивные песчаники с двумя горизонтальными бурыми доломитов и кристаллических известняков
Александровская			300	Темно-серые карбонатные песчаники и алевролиты с прослоями сланцев и доломитизированных известняков. Редко встречаются внутриформационные конгломераты и медистые алевролиты
Четонинская	Верхняя подсвита		120	Розовые полимиктовые песчаники с алевролитами и серыми песчаниками
	Средняя подсвита		300	Мелко- и среднезернистые альбитизированные полимиктовые песчаники с алевролитами, сланцами и известковистыми разностями
	Нижняя подсвита		350	Однородные серые мелкозернистые полимиктовые песчаники, иногда с линзовидными телами медистых песчаников
Инырская			1600	Грубослоистые зеленовато- и темно-серые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся черными филлитовыми сланцами. В нижней части свиты наблюдаются линзовидные тела медистых песчаников мощностью около 0,6 м
Инабийская	Верхний горизонт		1400	Однородные стальнo- и серебристо-серые слюдистые сланцы с маломощными прослоями слюдито-гранатовых сланцев и мелкозернистых песчаников. Встречается редкая вкрапленность сульфидов
	Средний горизонт		800	Черные тонкослоистые филлитовые углесто-глинистые сланцы с редкими прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников. Полосчатое строение обусловлено чередованием слоев с пирротином и без пирротина. Иногда встречается пирит, халькопирит, сфалерит, галенит
	Нижний горизонт		200	Серые слюдистые сланцы с темно-серым алевролитом, известняками и прослоем кварцитов
Боруяжская			800	Кварциты с прослоями сланцев. Кварциты состоят из кварца с примесью небольшого количества зерен микроклина и плагиоклаза
Ортуряжская			1000	Однородные, почти черные филлитовые сланцы, переслаивающиеся с подчиненными тонкозернистыми песчаниками
Сыгыттинская			1000	Серые и темно-серые мелкозернистые полимиктовые и существенно кварцевые песчаники, в нижней части разреза с прослоями известняков, в верхней-переслаивающиеся со сланцами. В песчаниках иногда густая вкрапленность пирита и пирротина

Фиг. 1. Сводная стратиграфическая колонка удоканской серии

условия... для осаждения взвешенных частиц были неблагоприятны, они выносились в более спокойные участки, и в условиях лагун или заливов осаждались вместе с другими мелкими частицами, где образовались пласты бедных руд (участок Саку)...» (стр. 80).

М. Е. Бердичевская и А. М. Лейтес (1960а, б) в своей работе отмечают: «...1) породы удоканской серии по литологическим особенностям являются красноцветными отложениями, утратившими в результате метаморфизма свои первоначальные пестрые окраски; 2) с красноцветными отложениями верхней и средней части удоканской серии связано Удоканское месторождение меди и ряд других месторождений... 3) фактор формационного контроля и другие приведенные данные (по мнению авторов) свидетельствуют об осадочном происхождении Удоканского месторождения и медепроявлений восточной части Удоканского хребта...» (стр. 18). Они утверждают, что накопление осадков верхней подсвиты сакунской свиты осуществлялось в мелководных прибрежно-дельтовых условиях «бассейнов».

Ю. В. Богданов (1962) повторяет некоторые вышеперечисленные доказательства и дополнительно указывает признаки, которые, по его мнению, подтверждают принадлежность медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны к первичноосадочному типу. «...2. Распространение альбитизации пород с редкими глиптоморфозами по кристаллам галита в бутунской, александровской и четкандинской свитах..., являющихся характерными спутниками медистых формаций...»

3. Присутствие линз и прослоев графитовых и графитсодержащих песчаников в верхах меденосной толщи четкандинской свиты с вкрапленностью халькопирита и пирита (метаморфизованные песчаники, содержащие органическое вещество).

4. Наличие зональности в распределении различных минеральных типов оруденения (пиритового, халькопиритового, борнитового и халькозинового), характерной для месторождений медистых песчаников.

5. Отсутствие рудоконтролирующих структур, подводящих каналов, зональности в распределении оруденения относительно интрузивов и других фактов, указывающих на привнос и отложение сульфидов меди гидротермальными растворами магматического происхождения.

6. Металлическая специализация интрузий, прорывающих породы удоканской серии.

7. Развитие метаморфических медьсодержащих кварцевых жил только в пределах и вблизи меденосных толщ удоканской серии...» (стр. 1338).

Остальные сторонники первичноосадочного происхождения месторождения приводят в общем подобные же доказательства. Более веских доводов, подтверждающих осадочный тип медного концентрированного оруденения, нет.

Результаты наших наблюдений, а также данные других исследователей и геологов-практиков показывают, что решать вопрос в пользу осадочного генезиса медного оруденения однозначно нельзя. Некоторые природные явления трудно объяснить с позиций осадочной гипотезы, а иные отчетливо свидетельствуют об участии в рудогенезе послемагматических растворов, тектонического фактора, а также о значительной роли физических свойств вмещающих пород.

Рудоотложение меди первичноосадочного типа могло осуществляться тремя способами: 1) путем осаждения меди из морских и речных вод; 2) отложением взвесей и обломков медистых минералов; 3) образованием медных руд первым и вторым способами одновременно.

Достоверные факты, свидетельствующие о формировании медного оруденения на Удоканском месторождении вторым способом, пока не

известны. Поэтому представление о ее концентрации в виде обломочных частиц медных минералов полностью отвергается.

Накопление рассеянного медного оруденения из морских и речных вод, безусловно, происходило. Доказательством этого служит повсеместное несколько повышенное содержание меди почти во всех породах удоканской серии, но попытка объяснить этим же процессом образование значительных концентраций находится в противоречии с многочисленными фактами, к рассмотрению которых мы и приступаем.

По Н. М. Страхову (1963), «... для осадочных месторождений всех элементов... самым характерным является их приуроченность к определенным фациям отложений — одной, двум, иногда более» (стр. 151). Он считает, что «руды локализуются строго в определенной зоне и смещаются в разрезе при смещении самой этой зоны» (стр. 151).

На Удоканском же месторождении оруденение приурочено ко многим стратиграфическим уровням в интервале 1 км, а в удоканской серии в интервале — 4—5 км и ко всем известным фациям отложений. Медное оруденение наблюдается в породах различного литологического состава, имеющих разнообразные типы слоистости. Руда локализуется в различных зонах. Это подтверждается тем, что на крыльях Намингинской мульды оруденение более значительное, тогда как в ее днище оно почти отсутствует, хотя фациальные зоны на крыльях и в днище одни и те же.

Горизонт медистых песчаников здесь выделен совершенно условно и охватывает лишь промышленные рудные тела: он не включает мелкие рудные тела. Оруденение наблюдается выше и намного ниже границ этого горизонта.

Е. М. Фалькин и Н. А. Фалькина, изучавшие медепроявление в четкандинской и александровской свитах на востоке синклиория, установили, что строгой приуроченности рудных тел к определенным стратиграфическим горизонтам нет, а существует кулисообразное залегание и смещение их по разрезу.

Вопреки очевидным фактам, М. Е. Бердичевская и А. М. Лейтес на примере других месторождений отмечают постоянную ассоциацию пластовых месторождений меди с отложениями красноцветных формаций. Но на Удоканском месторождении и на других рудопоявлениях, а также в их окрестностях меденосных красноцветных формаций нет. Не наблюдаются и их реликты. Следовательно, отсутствует формационный контроль.

Н. М. Страхов (1962) отмечает, что растворенные малые элементы — ванадий, хром, никель и другие — оседают в дельтовой зоне в весьма незначительных количествах: они едва уловимы при существующем состоянии знаний. Это объясняется смещением речной и морской воды при стыке в дельтовой зоне, когда резко понижается концентрация, а поэтому садка рудных минералов не происходит.

По расчетам Е. Д. Гольдберга и К. Краускопфа, химического осаждения из морской воды свинца, цинка и меди вообще не происходит.

Сторонники первичноосадочного генезиса медных руд Удокана утверждают, что накопление известного количества меди происходит именно в дельтовой зоне.

В. Г. Гарлик и другие исследователи установили, что вблизи береговой линии, где повышен окислительный потенциал, сульфиды не отлагаются. Они накапливаются в некотором удалении от берега в следующем порядке: халькозин, борнит, халькопирит и пирит. Следовательно, первичноосадочные халькопирит и пирит обычно свидетельствуют о восстановительной среде и значительной глубине водоема.

Фактически же в юго-западной части Намингинской мульды (участок Медный и др.) пирит и халькопирит в виде неравномерной вкрапленности, скоплений неправильной формы и линз различного размера располагаются по плоскостям наслонения в мелководных русловых, сильно карбонатных, косослоистых песчаниках или песчанистых известняках, претерпевших интенсивный размыв. Вблизи разрывных нарушений интенсивность этой минерализации увеличивается, а с удалением — резко сокращается.

По мнению М. Н. Яковлевой, сорбция органическим веществом в накоплении меди играет ничтожную роль. Н. М. Страхов (1963), соглашаясь с выводами М. Н. Яковлевой, отмечает действие органического вещества не при седиментации, а в диагенезе, когда оно порождает обилие H_2S в отдельных пунктах осадка, куда благодаря этому и тянутся диффузно медь, свинец, цинк, оседая здесь в виде крайне мало растворимых сульфидов и обогащая осадок. Вполне очевидно, что приписывать важное значение органическому веществу в осаждении меди в верхах четкандинской свиты, как это делает Ю. В. Богданов, нельзя, к тому же оруденение и органическое вещество здесь присутствует в ничтожно малых количествах. Глиптоморфозы по кристаллам галита в бутунской, александровской и четкандинской свитах являются редкими знаками, которые никакого влияния на осаждение меди не могли оказать. Хорошо известно, что ни графитовые, ни графитосодержащие песчаники, ни глиптоморфозы по кристаллам галита среди рудных тел не встречаются. Отсутствуют они и в окрестностях месторождения, а поэтому ссылка на их определяющую роль в меденакоплении не оправдана.

Детальное изучение наших 22 проб и 56 проб Э. И. Кутырева, отобранных в различных частях рудного поля, проведенное в лабораториях углехимии ВСЕГЕИ и ВНИГРИ, показали, что $C_{орг}$ в рудах и породах Удокана присутствует в подавляющем большинстве проб в пределах сотых долей процента и редко его содержание достигает 0,2—0,3%. Если считать, что половина $C_{орг}$ ушла на редукцию железа, меди, SO_4 , то и в этом случае его было в осадке мало: при диагенезе оно в концентрации меди не могло сыграть существенной роли.

Вряд ли отложение меди из речной и морской воды происходило лишь на небольших площадях русла, дельты и мелководья. Проточная вода (раствор), представляющая собой многокомпонентную систему, содержащую различные элементы, обладала ламинарным и турбулентным движением, создавала линии и трубки тока. Сомнительно, чтобы в подобных гидродинамических условиях существовали естественные ловушки, способные осадить из проточных вод повышенные концентрации сульфидов меди на строго ограниченных участках. Позже породы были собраны в складки различного типа и размера, а скопления сульфидов меди сосредоточились в единичных мульдах, за пределами которых интересные содержания этого металла не встречаются. Некоторые геологи считают, что медь была мобилизована при диагенезе и содовом катагенезе. Тогда почему мобилизация меди происходила только в осадках, собранных при складкообразовании в Намингинскую мульду, и совершенно не проявлялась в тех же осадках за пределами мульды?

В комплексах, слагающих Алданский щит, т. е. предполагаемую область сноса, в настоящее время известны содержания меди ниже кларка. Для концентрации уже выявленной массы этого элемента из морских и речных вод необходимо было подвергнуть механической и химической денудации материнские породы водосборных площадей в объеме, исчисляемом астрономической цифрой. Пока не известны ни

месторождения, ни меденосные породы, которые могли бы служить источником концентрации меди на Удоканском месторождении.

Некоторые исследователи утверждают, что при метаморфизме различного типа, последовавшем за седиментацией, рудный материал перераспределялся на месте, в результате чего оформились секущие рудные тела. Это утверждение не подтверждается фактами. При растворении рудных минералов возникли бы пустоты селективного выщелачивания, которые нигде в пределах рудного поля не встречаются. Совершенно лишено оснований утверждение о том, что рудный материал после растворения отлагался в пределах тех же рудных тел. Общеизвестно, что миграционная способность меди довольно значительна. При растворении она мигрировала бы на значительные расстояния и фиксировала пути своего переноса. Фактически следы миграции нигде не прослеживаются.

Имеются факты, которые явно противоречат осадочной теории происхождения медных руд.

Так, например, Удоканское месторождение и далее к востоку от него Сакинская зона разломов с медным оруденением и другие рудопроявления, как уже отмечалось, располагаются в зоне сочленения по долгоживущему широтному разлому Кодаро-Удоканского синклиория с Алданским щитом. Отчетливо подчеркивается металлогеническая специализация интрузий, в том числе Кеменской, с которой генетически связаны рудопроявления серебра, золота, олова и молибдена. В медных рудах Удокана все эти элементы присутствуют. В пределах рудного поля нередко встречаются малые интрузии основного, среднего и кислого состава. В этой зоне сочленения в бассейнах рек Саку, Чина, Большая Икабия и в других пунктах известна медная минерализация гидротермального типа, четко контролируемая разрывными нарушениями.

Совокупность вышеперечисленных фактов, а также линейно выраженное расположение Удоканского рудного поля и рудопроявлений меди вдоль долгоживущего Удоканского широтного разлома позволяют предполагать закономерную связь с ним магматизма и металлообразования.

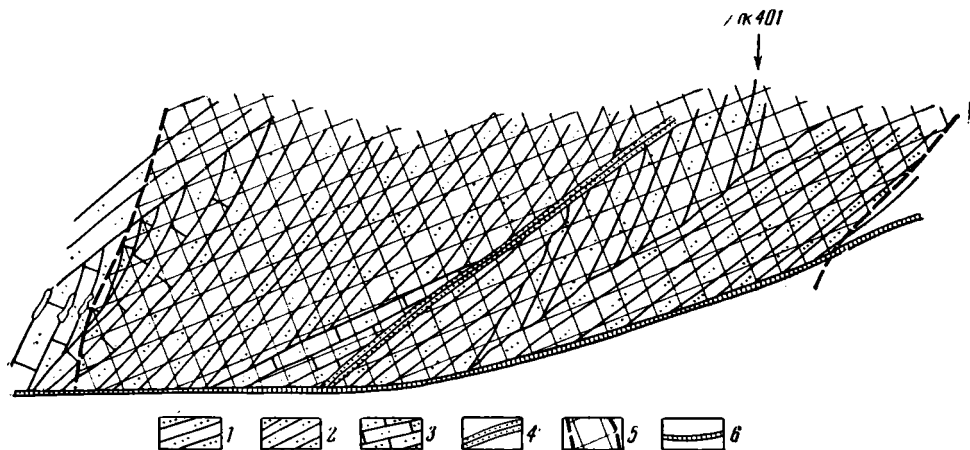
3. О РОЛИ МАГМАТИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как видно из фиг. 2 рудные тела секут по простиранию и падению контуры линз и слоев различных по литологическому составу пород, слагающих крылья Намингинской мульды. Нередко рудные тела резко обрываются, не согласуясь с выклиниванием линз и с контурами слоев вмещающих пород.

Геологи на крыльях Намингинской мульды отмечают чередование участков с резко неравномерным распределением медного оруденения. Этот факт объясняется тем, что богатое оруденение приурочено к висячим бокам Намингинского, Параллельного, Секущего, Нерундоканского, Медного и других разломов, а также к трещинам их оперения, а бедное — к участкам, удаленным от этих разломов и трещин оперения.

Результаты полных спектральных (419), химических (88) и минералогических (67) анализов проб, отобранных в разломах Шумный, Крутой и в трещинах их оперения при описании послойного разреза на участке Центральном, показали повышенное содержание меди, серебра, наличие редкоземельных элементов, олова и золота. С удалением от упомянутых разрывных нарушений концентрации отмеченных элементов уменьшаются, а некоторые из них вообще отсутствуют.

Медный разлом и трещины его оперения отчетливо контролируют халькозин-борнитовое, пирит-халькопиритовое, а также смешанное халькозин-борнит-пирит-халькопиритовое оруденения. Вдоль этих же и других трещин и разломов в пределах рудного поля отмечается более интенсивное окварцевание, эпидотизация, альбитизация, кальцитизация, серицитизация, хлоритизация, здесь развит вторичный цемент разветвления, регенерации и выполнения пор.



Фиг. 2. Схематическая зарисовка по канаве № 4 на участке Центральном

1 — кварц-полевошпатовый (аркозовый) песчаник; 2 — полевошпатово-кварцевый песчаник; 3 — полевошпатово-кварцевый карбонатный песчаник; 4 — магнетитовый песчаник; 5 — рудное тело; 6 — забой канавы № 4

Многочисленные плоскости наслоения косошлиновидной, косоволнистой, перекрестноволнистой, линзовидной и другой слоистости, обычно сообщаются друг с другом, ослаблены тектоническими подвижками и часто содержат глину трения. Ослабленные и различно ориентированные, сообщающиеся между собой плоскости наслоения, а также тектонические трещины представляли собой своего рода сито, способствовавшее интенсивной циркуляции металлоносных растворов в песчаниках. Эти плоскости наслоения и трещины контролировали рудонакопление, служили резервуарами для отложения сульфидов меди в виде прожилков, линз, скоплений неправильной формы и неравномерной вкрапленности. Последняя находится за пределами плоскостей наслоения. С удалением от плоскостей, за небольшим исключением, густота вкрапленности закономерно понижается. Это и обусловило формирование рудных тел, часто связанных между собой или продолжающих друг друга.

Мелкие зерна медных сульфидов обычно заполняют пустоты и трещины в цементе, межзерновые пустоты, одновременно трещины в цементе и в обломках, а также замещают карбонатный цемент песчаников. Довольно часто сульфиды меди цементируют песчаные обломки кварца, плагиоклаза и редко решетчатого микроклина. Кластические обломки песчаников и цемент замещаются кварцем, слюдой, эпидотом, карбонатом и другими нерудными минералами. Карбонаты в свою очередь метасоматически замещаются борнитом, халькозином, реже пиритом, халькопиритом и другими рудными минералами.

В пределах рудного поля низкотемпературный, белый, ромбический халькозин, кристаллизующийся при температуре ниже 91°, отсутствует и, наоборот, широко распространен голубой, кубический, отлагающийся

при температуре гораздо выше, чем 91°. Кубический халькозин является гипогенным (первичным) образованием.

Сульфиды меди подчеркивают косую, волнистую и иные типы слоистости. Но это скорее указывает на их асинхронное отложение из растворов по плоскостям наслоения в уже консолидированных песчаниках. В рыхлых осадках (песках) поток воды охватывает интервал, состоящий из многочисленных слоев, и поэтому отложение сульфидов меди осуществлялось бы одновременно не по плоскостям наслоения еще рыхлого материала, а по всему интервалу, охваченному циркуляцией воды. При непрерывном или непрерывно-прерывистом растворении, переносе и отложении меди должны были формироваться непрерывные пластовые рудные тела с большим площадным распространением и с различной мощностью, что фактически нигде не наблюдается.

Резкое повышение механической и химической денудации с интенсивной миграцией меди вполне могло обусловить формирование богатых медных руд, но только не по плоскостям наслоения рыхлых осадков, а по всему интервалу, охваченному циркуляцией воды (раствора); при этом переходы от богатых к бедным рудам по простиранью и падению были бы постепенными. Резкое обогащение песчаников сульфидами меди по плоскостям наслоения свидетельствует о кристаллизации медистых минералов из гипогенных растворов.

В пределах рассматриваемого рудного поля широко распространены продукты вторичных изменений рудовмещающих пород, возникшие в результате метасоматоза. Наиболее типичными вторичными минералами являются серицит, кварц II, III и IV генераций, соскорит, эпидот II и III генераций, цоизит, кальцит, реже мусковит, биотит, хлорит и анкерит.

Эпидот II генерации травяно-зеленого цвета образовался по кальциту цемента и по плагиоклазу среднего состава в условиях интенсивной циркуляции термальных растворов с непрерывным привносом глинозема и железа. При избытке глинозема из раствора выпадали цоизит и эпидот III. Эти минералы чаще наблюдаются в закономерной чередующихся эпидотовых и безэпидотовых слоях и полевошпатово-кварцевых песчаниках, реже эпидот и цоизит образуют в песчаниках скопления неправильной формы, не подчеркивающие слоистости.

Эпидот III генерации, густо-зеленый, слагает тонкие прожилки и примазки на стенках трещин отдельности, секущие песчаники с эпидотом II. Эпидот II и III наиболее широко развит в полевошпатово-кварцевых песчаниках, залегающих ниже рудных тел. Одновременно или несколько раньше кристаллизации эпидота II происходило интенсивное замещение плагиоклаза кальцитом, серицитом и другими минералами.

Эпидот II и мусковит свидетельствуют о переходе от высокотемпературных к среднетемпературным процессам метасоматоза.

Буровато-землистый разложившийся эпидот, анкерит, серицит и кварц IV характеризуют вторичные изменения, вызванные воздействием низкотемпературных послемагматических растворов.

Околорудные вторичные изменения при последующем многофазном метаморфизме могли снивелироваться, и поэтому в настоящее время они проявляются не так отчетливо.

Итак, представление о первичноосадочном происхождении промышленного медного оруденения в пределах Кодаро-Удоканского синклинария создано явно на недостаточном фактическом материале и является неубедительным. Пока нет достоверных сведений, чтобы рассматривать его и как первичногидротермальное.

Гораздо логичнее считать, что меденакопление действительно происходило одновременно с породообразованием в мелководном море и, возможно, частично в районе подводной части дельты палео-реки, в условиях нормальной солености. Однако во всех случаях в бассейне возникали очень бедные сингенетические руды, если вообще их можно назвать рудами.

В течение длительного этапа развития в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны неоднократно проявлялась интрузивная деятельность и многофазный метаморфизм.

Послемагматические растворы, очевидно не очень богатые медью, поднимались из глубин, поступали в удоканскую серию. Продвигаясь по ее 11-километровому разрезу, растворы, взаимодействуя с породами, поглощали из них осадочную медь и обогащались ею. При этом пропариванию, вероятно, подвергались не только осадочные, но и эффузивные и интрузивные породы основного, среднего и кислого состава с повышенной меденосностью, приводя к обогащению раствора медью. Интенсивное пропаривание горных пород осуществлялось вдоль резервуара, при этом происходило неравномерное их расширение и размягчение. По-видимому, температура была достаточной для расплавления рудных минералов и недостаточной для расплавления силикатных. Следовательно, мобилизация меди происходила на позднем этапе магматогенного процесса без переплавления пород. В верхней части разреза серии, т. е. в верхней подсвите сакуканской свиты, из этих растворов выпадали сульфиды меди, образуя значительные концентрации. Это предположение подтверждается частой сменой медеобразующих процессов внутри удоканской серии. Среднюю часть серии растворы проходили еще бедные медью, а поэтому в четкандинской и александровской свитах они обусловили незначительную минерализацию. Продвигаясь в верхнюю часть серии, растворы обогащались катионами меди и у свиты наминга в благоприятных геологических условиях отлагали свой полезный груз. Преимущественно алевролиты и аргиллиты, слагающие свиту наминга, служили надежным экраном. Таким образом, формирование медных руд на Удокане происходило в течение длительного времени как в процессе осадконакопления, так и в период последующей магматической деятельности. Бедные скопления металла в осадочных, эффузивных и меньше в интрузивных комплексах служили источником для отлсжения богатых осадочно-гидротермальных медных руд.

Осадочно-гидротермальный тип оруденения отличается от собственно гидротермального тем, что он формируется из отделившихся от очага послемагматических растворов, которые не содержат в достаточном количестве соответствующего металла. Растворы обогащаются металлом вследствие растворения минеральных соединений и выноса его преимущественно из определенных свит осадочного и эффузивного комплексов пород. В данном случае таким комплексом была удоканская серия. Наша концепция об осадочно-гидротермальном типе оруденения подтверждается подавляющим большинством перечисленных выше фактов.

При такой трактовке генезиса медного оруденения раскрывается роль разрывных нарушений в размещении оруденения и прежде всего долгоживущего широтного Удоканского разлома, а также положительное влияние высокой степени слоистости и удельной трещиноватости, и физических свойств горных пород удоканской серии. Выявляются потенциальные перспективы на открытие новых интересных месторождений не только меди, но и других металлов.

Вполне естественно считать зону сочленения Алданского щита и Кодаро-Удоканского синклинория потенциально наиболее перспективной на выявление новых месторождений руд различных металлов. Вдоль этой зоны необходимо сосредоточить первую очередь поисковых и съемочных работ. Следует детально изучить зону сочленения вышеотмеченных структур в Чарской долине и в Кодарском хребте.

При проведении поисково-съемочных работ в любом масштабе необходимо составлять дополнительно схематические структурные карты, отражающие структурный контроль оруденения и магматизма. Для выяснения роли осадочного меденакпления в общем процессе медеобразования нужно составлять литологические карты и карты типов слоистости, которые могут служить основой для составления литолого-фациальных и прогнозных карт Кодаро-Удоканской структурно-металлогенической зоны. Дальнейшие исследования с целью выяснения генезиса руд характеризуемого месторождения являются первоочередной задачей.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакун Н. П., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 5, 1958.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Некоторые особенности пластовых месторождений меди на примере медистых песчаников Восточной Сибири. Госгеолтехиздат, 1960а.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Меденосность восточной части Удоканского хребта (Олекмо-Витимская горная страна). Разведка и охрана недр, № 1, 1960б.
- Богданов Ю. В. Геология и условия образования месторождения медистых песчаников в районе Удоканского хребта (Восточная Сибирь). Докл. АН СССР, т. 145, № 6, 1962.
- Домарев В. С., Богданов Ю. В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения. Геол. рудн. месторожд., № 1, 1959.
- Домарев В. С. Генезис медистых песчаников Северной Родезии. Зап. Всес. минералог. о-ва, II сер., ч. 87, вып. 1, 1958.
- Кренделев Ф. П. О рудоносности медистых песчаников Удоканского месторождения и методике его разведки. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 2, 1959.
- Лейтес А. М. О меденосности удоканской серии Средневитимской страны. Бюл. Читин. НТГО, № 4, 1958.
- Падалка Г. Л. Основные черты геологического строения Кодаро-Удоканского района. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., ч. 59, 1961.
- Салоп Л. И. Байкальская горная страна. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. 2-е, т. 1—2. Изд. АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. О некоторых вопросах изучения Дзержинского месторождения. Литология и полезн. ископ., № 3, 1963.
- Яковлева М. Н. Экспериментальные исследования к вопросу накопления меди в осадочных породах. Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, новая серия, т. 57, отд. геол., т. 27, вып. 6, 1952.
- Garlic W. G. Reflektions on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia. Bull. inst. Min. a. met., N 563, 1953.
- Goldberg E. D. Marine geochemistry. 1. Chemical scavengers of the sea. Journ. geol., N 3, 1954.
- Krauskopf K. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in the sea—water. Geoch. et cosmoch. acta, 9, N 1/2.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
23.V.1964

УДК 553.495

О ДВУХ ГРУППАХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е. А. ГОЛОВИН

Поиски урановых руд у нас и за рубежом привели в последнее десятилетие к открытию ряда крупнейших урановых месторождений, приуроченных к осадочным породам. В настоящее время осадочные породы являются важным источником добычи урана; на их долю в 1960 г. приходилось, по-видимому, более 70% всех выявленных запасов. Очевидна поэтому важность изучения условий формирования урановых концентраций в осадочных породах.

Многие урановые месторождения найдены в покровных формациях послепалеозойских платформ, не затронутых ни магматическими, ни постмагматическими процессами. Их экзогенная природа не вызывает сомнений. Однако в большинстве таких месторождений установлен наложенный характер уранового оруденения. Фациальный анализ, палеогеографические реконструкции и другие методы, обычно применяемые для прогнозирования и поисков осадочных месторождений, в этих случаях не дали положительных результатов несмотря на большой объем выполненных исследований. Геологоразведочная практика требовала разработки новых методических приемов поисков месторождений.

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ПОНЯТИЙ

Несмотря на разноречивость в литологической терминологии, представления о последовательности геологических процессов, определяющих возникновение и изменения осадочной породы, у большинства литологов весьма близки. Они изложены в монографии Н. М. Страхова (1960—1962).

Формирование осадочной породы начинается мобилизацией веществ в коре выветривания, их переносом и отложением в виде осадков. Эту стадию формирования осадочной породы вслед за Н. М. Страховым мы будем называть стадией седиментогенеза. В эту стадию, как отмечает Н. М. Страхов, возникает как бы сырой материал, преобразование которого дает, в конце концов, осадочную породу.

Для обозначения стадии превращения осадка в осадочную породу употребляются различные термины. Как и Н. М. Страхов, мы будем называть ее стадией диагенеза.

Погружаясь на все большие глубины, только что сформированная осадочная порода преобразуется под влиянием изменяющихся термодинамических условий, результатом чего является ее сплошное окаменение. Эту стадию вслед за Н. Б. Вассоевичем (1957), с которым в последнее время согласился и Н. М. Страхов (1959, 1962), мы будем называть стадией катагенеза. При еще более глубоком погружении породы под

влиянием очень высоких температур происходят глубокие минералогические преобразования вещества, характерные уже для стадии протометаморфизма (Страхов и др., 1959).

Ведущими для каждой стадии процессами, позволяющими ее выделять, являются процессы, постепенно сменяющие друг друга по мере погружения исходного осадка. Именно поэтому границы между выделенными стадиями оказываются условными, а попытки более или менее четкого разграничения стадий всегда оказывались неудачными. Нельзя не согласиться с М. С. Швецовым, который по поводу границы между стадиями диагенеза и катагенеза пишет, что «...часто границу между осадком и породой провести невозможно». И далее: «Попытки установить точную формальную границу между породой и осадком безнадежны, да и схоластичны...» (Швецов, 1960, стр. 159).

Для обозначения процессов, протекающих в осадке и породе на разных стадиях ее формирования, обычно употребляются те же термины, что и для обозначения стадий их проявления. Это, по-видимому, целесообразно с точки зрения изучения генезиса породы, так как показывает сложность ее становления. Но этот подход оказывается неприемлемым с точки зрения изучения генезиса рудных концентраций в осадочной породе.

Действительно, основная задача,¹ которую должен прежде всего решить геолог, изучающий рудную концентрацию, состоит в том, чтобы установить, сформирована ли рудная концентрация теми же процессами, что и вмещающая ее порода, или она образована наложенными процессами, т. е. является привнесенной. От решения этой задачи зависит выбор методов, которые будут положены в основу поисковых и разведочных работ, и в конечном счете их практический успех. В учении о рудных месторождениях (Линдгрэн, Обручев и др.) для обозначения этих принципиально различных рудных концентраций издавна существовали термины «сингенетические» и «эпигенетические». Однако вслед за Л. В. Пустоваловым (1940) многие литологи (Л. Б. Рухин, В. И. Попов, Н. М. Страхов и др.) стали использовать эти термины для обозначения стадий формирования осадочной породы, т. е. не столько в генетическом, сколько во временном значении, что далеко не одно и то же¹. Тем самым литологи, изучающие рудные концентрации в осадочных породах, были поставлены в весьма тяжелое положение. Результатом явилось не только терминологическая, но и гнетическая путаница, которая начала уменьшаться лишь в последние годы, после работы Н. Б. Вассоевича (1957) и особенно после авторитетного выступления Н. М. Страхова (1959, 1962), отчетливо указавших на нецелесообразность использования терминов «сингенез» и «эпигенез» для обозначения стадий формирования породы.

Соглашаясь с Н. Б. Вассоевичем и Н. М. Страховым, мы будем использовать термины «сингенез» и «эпигенез» в их генетическом значении и прежде всего — для обозначения принципиально различных рудных концентраций в осадочных породах.

Сингенетическими мы будем называть рудные концентрации, сформированные теми же процессами, что и вмещающая их порода.

¹ В дословном переводе греческие приставки син- и эпи- придают сложному слову с корнем генез (генез — образование, греч.) несколько смысловых оттенков. Так, слово «сингенез» означает образование одновременно и образование совместно; «эпигенез» — образование после (перехода осадка в породу) и добавление (наложение) к образованию. Строго говоря, смысловые значения этих оттенков весьма важны. Действительно, образование одновременно не есть еще образование совместно. Мы предлагаем сохранить за терминами их генетический смысл и не употреблять во временном значении.

Эпигенетическими мы будем называть привнесенные, наложенные на породу (осадок) рудные концентрации.

В соответствии с этим в длительной и сложной истории формирования осадочной породы можно выделить две группы процессов.

Сингенетическими следует называть процессы, идущие без привноса чужеродного вещества, унаследованные от стадии седиментогенеза. Движущей силой этих процессов являются внутренние противоречия в вещественном составе исходного осадка, по-разному, в зависимости от разных термодинамических условий, проявляющиеся на разных стадиях его преобразования. Именно сингенетические процессы служат основой для выделения намеченных выше стадий.

Эпигенетическими следует называть неунаследованные наложенные процессы, идущие с привносом чужеродного вещества. Движущей силой этих процессов являются противоречия между веществом осадка (или породы) и привнесенными, чуждыми ему компонентами.

2. СООТНОШЕНИЕ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов различно для разных условий и стадий формирования осадочных пород.

При диагенезе субаквальных осадков, накапливающихся в морском или озерном водоеме, примеры которого хорошо изучены и блестяще изложены Н. М. Страховым, преобладают сингенетические процессы. Диагенетический подток некоторых компонентов из придонных вод в иловые даже формально нельзя рассматривать как эпигенетический, так как он как бы завершает стадию седиментогенеза. Качество и количество привносимых таким путем компонентов диктуются веществом осадка. Естественно, что эти явления следует рассматривать как сингенетические. Явления эпигенеза в этих условиях можно предполагать для более позднего диагенеза, когда по проницаемым осадкам, перекрытым уже достаточно мощной пачкой непроницаемых илов, будут двигаться газы и другие продукты преобразования органического вещества, а также седиментационные воды, вытесняемые из соседних, более глубоко погруженных участков проницаемого пласта.

Иначе будет обстоять дело в случае еще плохо изученного диагенеза субаэральных осадков, которые сразу после своего накопления подвергаются постоянному или периодическому воздействию грунтовых вод. При этом может происходить засоление или рассоление осадков, их карбонатизации или выщелачивание карбонатов и т. п., т. е. вещество осадка, отражающее определенные условия его накопления, будет подвергаться неунаследованным преобразованиям. Таким образом, для диагенеза субаэральных осадков, который М. С. Швецов (1960) предлагает выделить в особый тип под названием «экзодиагенеза», будут характерны эпигенетические процессы.

На стадии катагенеза сингенетическими являются процессы, обуславливающие региональное окаменение пород. Они отражают приспособление исходного осадочного вещества к новым условиям температуры и давления. Для многих водоупорных пород сингенетическими процессами по существу и исчерпываются их преобразования на стадии катагенеза. Иначе дело обстоит при катагенезе водопроницаемых пород. Двигаясь по проницаемым пластам или трещинам, подземные воды и другие флюиды обуславливают разнообразные и часто весьма сложные преобразования пород, которые, конечно, следует относить к эпигенетическим.

На любой стадии своего существования порода (осадок) может быть настолько приближена к поверхности Земли, что подвергнется воздействию агентов выветривания. Выветривание, которое мы рассматривали в стадии седиментогенеза, в этом случае выступает как самостоятельная стадия бытия осадочной породы. Под воздействием грунтовых вод и атмосферы осадочная порода будет разрушаться и все процессы этой стадии по отношению к данной породе, естественно, будут эпигенетическими².

3. РАЗГРАНИЧЕНИЕ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Некоторые эпигенетические образования в осадочной породе можно установить сразу, непосредственно после изучения одного обнажения или даже образца. Так, кальцитовая жила, пересекающая пласт глинистого песчаника, конечно, будет образованием эпигенетическим.

В более сложных случаях разграничение сингенетических и эпигенетических образований в породе встречает методические трудности.

Известно, что такие свойства породы, как гранулометрия и состав обломочных минералов, текстура породы, состав фауны, флоры и т. п., отражают условия формирования исходного осадка и являются первичными. Речь, следовательно, может идти только о разделении сингенетических и эпигенетических аутигенных минералов и минеральных ассоциаций. Обычные минералого-петрографические методы часто оказываются недостаточными для такого разделения, так как с их помощью в лучшем случае (для рыхлых пород и этого добиться очень трудно) удается определить лишь последовательность минеральных новообразований, а не их генетическую позицию. Поэтому в практической работе широко используются литолого-геохимические методы.

Литолого-геохимический подход к осадочной породе иногда позволяет достаточно отчетливо установить присущие ей противоречия. Так, Н. М. Страхов (1960), устанавливая повышенную сульфатность известняков Ишимбаевского Приуралья, образовавшихся в нормально-морских условиях, справедливо относит это явление к наложенным, эпигенетическим. А. И. Перельман (1958), установив сероцветность песчаных горизонтов, залегающих между красноцветными глинами, усмотрел в этом противоречие. С точки зрения гидродинамических условий формирования окисленность этих пород должна быть обратной: пески должны быть красными, а тонкие глинистые осадки — серыми. А. И. Перельман делает на этом основании вывод о наложенной природе восстановительной обстановки в песчаниках.

Этот способ, основанный на выявлении геохимических противоречий в облике породы, пригоден далеко не во всех случаях. Например, он мало что дает при обсуждении генезиса карбонатного цемента в морских песчаниках. Помимо этого, положив в основу наши представления в генезисе породы, мы можем внести в решение задачи значительный элемент субъективности³. Поэтому вывод об эпигенетической природе явления, сделанный таким путем, нуждается в дальнейшей проверке. Гораздо более определенное решение мы получаем при площадном картировании аутигенных минеральных ассоциаций.

² По отношению к новым породам, формируемым в зоне гипергенеза, эти процессы будут сингенетическими.

³ В частности, сероцветные пески, заключенные между красноцветными глинами, в некоторых случаях могут иметь и сингенетический характер восстановительной обстановки.

Из определения понятий следует, что сингенетические минералы и минеральные ассоциации, сформированные теми же процессами, что и вмещающая их порода (осадок), будут меняться вместе с изменением первичных признаков породы (осадка), отражающих изменения в условиях осадконакопления. Следовательно, с помощью фациального картирования, составной частью которого должны быть минералогическо-геохимические наблюдения, из всего комплекса аутигенных минералов можно выделить такие минералы и минеральные ассоциации, которые на площади испытывают количественные и качественные изменения, отвечающие изменениям заведомо первичных признаков породы, т. е. подчиняются фациальному контролю. Эти минералы и минеральные ассоциации следует рассматривать как сингенетические. Те же минеральные ассоциации, изменения которых не сопряжены с изменчивостью фаций, т. е. имеют другой градиент изменчивости, следует рассматривать как эпигенетические. Этот вывод становится особенно обоснованным, когда для них при отсутствии фациального контроля констатируется связь с какими-либо заведомо наложенными явлениями, например контроль постседиментационной складчатой структурой.

Однако наиболее достоверное решение вопроса об эпигенетической природе аутигенных минералов мы получаем лишь тогда, когда в результате минералогическо-геохимического картирования для некоторых минеральных ассоциаций устанавливается не только отсутствие фациального контроля, но и выявляется свой парагенетический ряд, не увязывающийся с фациальной зональностью, секущий ее.

Такой парагенетический ряд эпигенетических изменений в осадочной породе мы называем эпигенетической зональностью.

Выявление эпигенетической зональности, секущей зональность фациальную, позволяет с полной уверенностью констатировать эпигенетическую природу слагающих ее минеральных парагенезисов. Вместе с тем, анализ этой зональности, выяснение закономерностей распространения слагающих ее минеральных парагенезисов на площади и в разрезе дает материал, необходимый для определения геологических и геохимических условий ее формирования. Таким образом, выявление и анализ эпигенетической зональности — важнейший метод изучения эпигенетических изменений осадочных пород⁴.

4. СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА⁵

В соответствии с двумя группами процессов, различаемых в осадочных породах, устанавливаются и два класса связанных с ними урановых концентраций.

Сингенетические урановые концентрации контролируются фациальной зональностью и изменениями условий осадконакопления во времени, отраженными в вертикальном разрезе. К ним относятся концентрации урана в морских черных сланцах, в пластовых фосфоритах и в некоторых других осадочных породах.

Рудные тела сингенетических месторождений — типичные пласты, прослеживающиеся на километры и десятки километров. Участки

⁴ Известно (Давыдова, Гольдштейн, 1957), что основным содержанием фациального анализа, понимая его по Гресли, является выяснение генезиса пород путем установления закономерностей их пространственного распространения и характерного парагенезиса. Такой же подход применяется нами для изучения эпигенетических изменений в осадочных породах.

⁵ Более подробно классификация урановых месторождений в осадочных породах будет рассмотрена в отдельной статье.

пластов с наиболее высокими содержаниями урана окружены широкими ореолами более бедных его концентраций, которые прослеживаются иногда на сотни километров. Границы рудных тел в плане обычно весьма постепенные: они связаны с изменением состава рудоносных пород или с их фаціальным расклиниванием. Наблюдаемые иногда резкие границы оруденения в плане связаны с разрывом в кровле или подошве рудного пласта.

Руды сингенетических месторождений имеют малый кларк концентрации⁶, который обычно не превышает 100 и лишь в исключительных случаях достигает 300. Собственные минералы урана для этих руд не характерны. Основная масса урана (90% и более) связана с активными компонентами породы. Вещества — носители урана (органическое вещество, фосфаты) и элементы-спутники (Tr, V, Mo, Co, Ni и др.), всегда присутствующие в сингенетических урановых рудах, делают их комплексными. Запасы урана в сингенетических месторождениях обычно огромны (измеряются миллионами тонн). Однако низкие содержания урана в подавляющем большинстве случаев делают эти руды непромышленными.

Сингенетические месторождения урана связаны с породами, сформировавшимися в условиях длительного взаимодействия осадка с придонными водами. В большинстве случаев это обеспечивается весьма стабильной тектонической обстановкой и чрезвычайно медленным накоплением рудоносных осадков. Д. Я. Суражский (1960), ссылаясь на данные Маккелви, указывает, что морские ураноносные черные сланцы накапливались со скоростью 1 м за $0,6-3 \cdot 10^6$ лет, тогда как обычные морские осадки накапливаются со скоростью 1 м за $2 \cdot 10^3$ лет. По-видимому, весьма медленно накапливались и ураноносные хемогенные фосфатные осадки.

Эпигенетические урановые концентрации контролируются эпигенетической зональностью и изменениями водопроницаемости рудовмещающей толщи в вертикальном разрезе. К ним относятся концентрации урана в песчаниках (так называемый «колорадский тип»), в известняках, в углях и в некоторых других водопроницаемых (в настоящем или прошлом) осадочных породах.

Рудные тела эпигенетических месторождений — пластообразные линзы, иногда изометричные и неправильной формы, обусловленной изменчивой проницаемостью рудовмещающего пласта. Особенно характерны роллы — неправильные линзы, раздваивающиеся по падению или восстановлению рудоносного горизонта. Рудные тела часто приурочены к границе водопроницаемых и относительно водоупорных пород. Характерны довольно резкие границы рудных тел в плане, не связанные с разрывом рудовмещающего пласта и с его фаціальными изменениями. Первичные ореолы рассеяния урана сравнительно невелики (сотни метров, редко километры).

Руды эпигенетических месторождений имеют довольно высокий кларк концентрации — более 300, а иногда и более 1000.

В первичных рудах многих эпигенетических месторождений основная масса урана (до 90—95%) представлена его окислами (урановыми смолками, урановыми чернями) и иногда силикатами (коффинитом). В породах, содержащих значительные количества органического вещества, некоторая, а иногда и основная часть урана связана с ним. Эпигенетическим концентрациям урана обычно сопутствуют повышенные содержания V, Se, Pb, Cu, Zn, Ni, Co и др., иногда достигающие

⁶ Кларк концентрации — отношение содержания элемента в рудах к его кларку в земной коре.

промышленных. Однако наибольшие концентрации этих элементов обычно не совпадают с урановыми рудными телами и руды редко являются комплексными. Запасы урана в эпигенетических месторождениях значительно меньше, чем в сингенетических, но сравнительно высокие содержания урана делают их важными объектами промышленной добычи.

Эпигенетические месторождения урана приурочены к породам, длительное время промывавшимся подземными водами, которые неоднократно отлагали, растворяли и вновь переотлагали растворенный в них уран. Длительный процесс эпигенетического рудообразования возможен только в условиях длительного существования континентального режима. При этом спокойная тектоническая обстановка, определяющая застойный характер подземных вод, не благоприятствует рудообразованию. Оживление гидродинамики, а следовательно, и эпигенетическое рудообразование происходит в условиях дифференциальных тектонических движений.

Сравнение сингенетического и эпигенетического рудообразования позволяет выявить их принципиальное различие.

Сингенетический рудный процесс в принципе одноактен. Отложенный рудоносный осадок в ходе дальнейшей седиментации захороняется и выводится из сферы рудонакопления.

Эпигенетический рудный процесс по сути своей многоактен. Рудное вещество, накопленное на ранних этапах, переотлагается на более поздних этапах рудного эпигенеза. По-видимому, с этим принципиальным различием и связаны различия в кларке концентрации сингенетических и эпигенетических месторождений урана.

Эпигенетические концентрации урана формируются на различной (до 1000 м и более) глубине от земной поверхности. Именно глубиной процессов эпигенетического рудообразования и обеспечивается их длительность. Урановые концентрации, сформированные на значительных глубинах, могут оказаться в сфере действия процессов выветривания и эрозии лишь в результате весьма энергичных повторных тектонических движений, в корне изменяющих гидрогеологическую ситуацию. В других случаях рудные концентрации могут растворяться и вновь переоткладываться подземными водами.

5. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Объем статьи не позволяет сколько-нибудь подробно рассмотреть методы прогнозирования урановых месторождений в осадочных породах. Остановимся кратко лишь на тех вопросах, в которых различия в условиях образования сингенетических и эпигенетических месторождений урана определяют и различные подходы к их прогнозированию.

Закономерности локализации сингенетических урановых концентраций вскрываются методами фациального анализа. Фациальное картирование рудовмещающих отложений, сопровождаемое необходимыми минералогическими, палеоэкологическими и другими исследованиями, позволяет установить палеографию рудоносного бассейна, определить климатические, орографические, тектонические и другие условия времени накопления рудоносной толщи, т. е. собрать материал, достаточный для выяснения общих закономерностей локализации оруденения. Более детальные фациальные исследования дают возможность выяснить положение рудоносной фации в общем фациальном ряду, т. е. решить прямую геологическую задачу — установить закономерность локализации оруденений — более конкретно.

Естественно поэтому, что фаціальное картирование является основой и при решении обратной геологической задачи, т. е. при прогнозировании. Осуществление такого прогноза как общего, так и конкретного (локального) — подчас весьма сложное дело, требующее сбора большого фактического материала. Однако точность прогноза в принципе совпадает с точностью палеогеографических реконструкций, выполненных для времени накопления рудовмещающих отложений, и определяется детальностью и достоверностью выполненного фацеального анализа.

В случае прогнозирования эпигенетических урановых концентраций фаціальное изучение рудовмещающих отложений необходимо, но недостаточно. Этим путем устанавливается лишь литолого-геохимический фон, на котором протекают эпигенетические процессы. Общие закономерности локализации эпигенетических урановых концентраций определяются палеогеографическими, климатическими, тектоническими и другими условиями времени рудообразования, в большинстве случаев коренным образом отличными от условий времени формирования рудовмещающих отложений и отделенными во времени промежутком во многие миллионы и десятки миллионов лет. Естественно, что при решении задач общего прогноза, направленного на выделение перспективных районов и провинций, огромное значение имеет изучение условий времени рудообразования. Время эпигенетического рудообразования совпадает с некоторыми этапами эпох длительного существования континентального режима, а условия, характеризующие эти этапы, устанавливаются при фацеальном анализе формирующихся в это время осадочных толщ.

Конкретные, частные закономерности локализации эпигенетических урановых концентраций вскрываются путем картирования рудоконтролирующей зональности рудовмещающих отложений. Изучение рудоконтролирующей зональности позволяет наметить место оруденения в общем ряду эпигенетических зон. Поэтому при конкретных прогнозных исследованиях, направленных на выделение локальных площадей для постановки поисковоразведочных работ, в основу исследований должно быть положено картирование эпигенетических изменений осадочных отложений.

Таким образом, задачи и общего и конкретного (локального) прогнозирования урановых месторождений решаются путем специализированного картирования осадочных толщ. Для сингенетических месторождений решающим является фаціальное картирование рудовмещающих отложений. Для эпигенетических месторождений эти исследования должны быть дополнены картированием эпигенетических изменений рудовмещающих отложений и фацеальным картированием отложений времени рудообразования. При таком подходе прогнозирование сводится к планомерной оценке площадей на все типы урановых месторождений. Следует особо подчеркнуть, что на этом пути открываются широкие возможности для проведения комплексных прогнозных и поисковых работ на разные виды минерального сырья. Представляется, что со временем, после отработки методики специализированного картирования осадочных толщ, такие исследования должны войти составной частью в комплекс детальных геологосъемочных работ.

Изучение урановых месторождений в осадочных толщах показало, что многие из них сформированы подземными водами. Возможно, что использование методических подходов, выработанных на урановых месторождениях — выявление эпигенетических изменений осадочных пород, установление их парагенетических рядов и картирование эпи-

генетической зональности,— позволит собрать дополнительный материал, характеризующий условия образования некоторых месторождений Cu, Pb, Zn, V и других элементов, приуроченных к осадочным породам.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза, В сб. «Геология и геохимия». Тр. Всес. нефт. н.-и. геологоразв. ин-та, вып. 1 (VIII), 1957.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. О понятии фация и фациальный анализ. Бюл. научно-техн. информ., № 4/9, 1957.
- Перельман А. И. Следы былых водоносных горизонтов в осадочных породах. Природа, № 6, 1958.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. Изд. АН СССР, 1960—1962.
- Страхов Н. М. и др. Методы изучения осадочных пород, т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.
- Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. Атомиздат, 1960.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
- Швецов М. С. К вопросу о диагенезе. В сб. «Вопросы седиментологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Дата поступления
26.VI.1964

ОБ УРАНСОДЕРЖАЩИХ КОНКРЕЦИЯХ

Н. А. СОЗИНОВ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Изучение конкреций и стяжений имеет большое значение, так как позволяет выяснить особенности диагенетических процессов, а также помогает реставрировать условия миграции слагающих конкрецию компонентов.

Имеется большое число работ, описывающих конкреции и стяжения разного состава (Бушинский, 1954; Зарицкий, 1956; Страхов и др., 1959; Тимофеева, 1956; Твенхофел, 1936 и др.), в которых часто отмечается повышенное содержание различных элементов (Константинов, 1963; Малиновский, 1955; Фурман, 1953; Carter, 1931 и др.).

Урансодержащим конкрециям, стяжениям и желвакам посвящена также обширная литература (Альтгаузен, 1956; Каширцева и др., 1961; Ross Virginia, 1952 и др.).

Урансодержащие желваки фосфатов, залегающие в черных сланцах пенсильванского возраста в штате Канзас (США), описаны Руннелем (Runnels, 1949; Runnels a. oth., 1953). Как отмечает Мак-Келви и Нельсон, в фосфатных желваках содержание урана увеличивается (до 0,075% U_3O_8) по сравнению с вмещающими их черными сланцами (Хейнрих, 1962). Фосфатные желваки из юго-восточной части штата Канзас (США) содержат 0,015% ϵU (Ryan, 1956). Урансодержащие конкреции ордовикского возраста встречаются в северном Уэльсе (Англия); они, по данным Дейвидсона и Аткина (Davidson, Atkin, 1953), содержат 0,003% U_3O_8 . Ванадийсодержащие желваки с повышенным содержанием урана в мергелях перми и пермотриаса Англии (Carter, 1931; Davidson, 1956; Perutz, 1939) содержат до 13,96% V_2O_5 и до 0,3—0,5% U_3O_8 . Урансодержащие стяжения фосфатов встречаются в фосфоритах Алжира и Туниса (Хейнрих, 1962).

В статье приводятся некоторые данные об урансодержащих конкрециях и стяжениях, в большом количестве встречающихся в породах рудоносного горизонта нижнекембрийского возраста.

2. УРАНОНОСНЫЕ КОНКРЕЦИИ В НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Рудоносный горизонт содержит урановое, никелевое, ванадиевое и молибденное оруденение осадочного и осадочно-метаморфогенного типа. Породы, слагающие горизонт, представлены кремнисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми фосфоритами, алевролитами и кварцитами. Рудоносный горизонт несогласно залегает на филлитовидных глинистых сланцах позднего докембрия и согласно с постепенными переходами перекрывается терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия.

Породы горизонта в мезозое в связи с «активизацией» региона были смяты в складки, нарушены разломами типа надвигов и взбросов и прорваны интрузиями. Вследствие этого они частично метаморфизованы, что, несомненно, усложняет расшифровку диагенетических процессов, но все же позволяет проследить историю урансодержащих конкреций от начала их возникновения до стадии начального метаморфизма.

Для изучения отбирались конкреции и стяжения из участков, где процессы метаморфизма выражены слабее.

Как показали литолого-фациальные исследования, осадки горизонта накапливались в мелководном морском заливе платформенного типа. Накопление их происходило в четыре момента одного цикла. Для каждой части цикла характерен свой комплекс пород и конкреций. По главному конкрецтеобразователю урансодержащие конкреции делятся на два основных типа — фосфатные и кремнистые¹. В распределении их на площади отмечается следующая особенность. В прибрежных, мелководно-морских условиях в начальные моменты трансгрессии формировались фосфатные конкреции. Области их накопления вытянуты приблизительно параллельно береговой линии бассейна.



Фиг. 1. Внутреннее строение фосфатной конкреции; увел. 2

В области перехода от прибрежного мелководья к внутренним частям залива при последующем развитии трансгрессии происходило образование кремнистых конкреций. Эта область характеризуется максимальным накоплением конкреций, образующих нередко слои мощностью до 1,5—2,0 м. Они сложены сцементированными конкрециями кремнистого состава и прослеживаются на значительные расстояния без заметного уменьшения количества стяжений.

Фосфатные конкреции залегают в основании рудоносного горизонта в виде «плиты», состоящей из большого количества сцементированных желваков. Иногда желваки несут следы перемыва и частично полукатаны. Совместное нахождение полукатанных фосфатных конкреций с неокатанными объясняется, очевидно, тем, что в процессе диагенетического их формирования происходил их частичный перемыв и переотложение.

Форма фосфатных конкреций разнообразная — округлая, эллипсоидальная, неправильная. Размеры их колеблются от 0,1 до 10 см, чаще 0,5—2,0 см. Цвет конкреций темно-серый, черный, на выветрелой поверхности белый.

Удлиненные конкреции вытянуты по слоистости. Граница их с подстилающими слоями отчетливая, резкая, с перекрывающими — постепенная; слоистость огибает конкреции.

Внутреннее строение конкреций обычно концентрически-слоистое, обусловленное наличием контракционных трещин отслаивания; иногда встречаются конкреции, центральные части которых разбиты трещинами усыхания. Трещины залечены кремнеземом и фосфатами более светлой окраски (фиг. 1). Концентрически-слоистое строение конкреций

¹ Кроме упомянутых типов конкреций, в породах горизонта очень часто встречаются конкреции сульфидного состава. Сульфидные конкреции не содержат урана, поэтому их описание не приводится.

подчеркивается также различно окрашенными слоями — темно-, светло- и коричнево-серыми. Мощность концентрических слоев 1—5 мм.

Некоторые концентрические слои конкреций состоят из кремнистых и фосфатных частиц размером менее 0,001 мм. Тонкодисперсная масса слоев изотропна, и лишь отдельные мелкие зерна кварца действуют на поляризованный свет. В тонкодисперсной массе рассеяны округлые стяжения фосфатного вещества — глобулы разных размеров (до 0,05 мм). Как показало микроскопическое, химическое и рентгеноструктурное изучение, фосфаты представлены в основном фторапатитом.

В конкрециях фосфатного состава встречаются терригенные зерна кварца (0,01—0,05 мм), иногда сфена и циркона, а также новообразо-

Таблица 1

Химический состав вмещающих алевролитов и конкреций, %

Компоненты	Номера образцов	
	обр. 13 (вмещающие фосфатные алевролиты)	обр. 14 (конкреция фосфата)
SiO ₂	31,40	25,80
Fe ₂ O ₃	4,01	1,14
FeO	14,73	3,97
Al ₂ O ₃	16,42	3,34
TiO ₂	0,67	0,11
P ₂ O ₅	5,79	25,46
CaO	7,60	32,18
MgO	8,30	2,24
K ₂ O	1,51	0,20
N ₂ O	1,01	0,12
S	0,02	0,37
SO ₃	0,14	0,42
C _{орг.}	0,05	0,07
F	0,62	2,0
H ₂ O ⁻	0,29	0,14
П.п.п	7,78	2,35
	0,01	0,04
Сумма	100,35	99,95

Таблица 2

Содержание некоторых компонентов в фосфатных конкрециях, %

№ пробы	Компоненты			
	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	Ni	U
102—2	26,10	0,10	0,06	0,026
102—3	25,70	0,01	0,07	0,029
102—4	27,74	0,16	Следы	0,034
947	27,15	0,18	0,6	0,020
106	25,30	0,15	Следы	0,060
1926	24,88	0,04	0,15	0,017

ванные минералы: апатит, кварц, пирит, миллерит, халькопирит, хлорит. Реже встречаются сгустки графитизированного органического вещества, обогащенного мелкими кристаллами пирита.

Спектральными анализами в конкрециях фосфатного состава обнаружены следующие элементы: десятки процентов P, Ca, Si; целые проценты Mg, Fe, Al; десятые доли процента V, Cr, As, Mo, Zn, Ti; тысячные доли процента Zr, Ag, Sb, Bi, Ba, Y, Yb, Co.

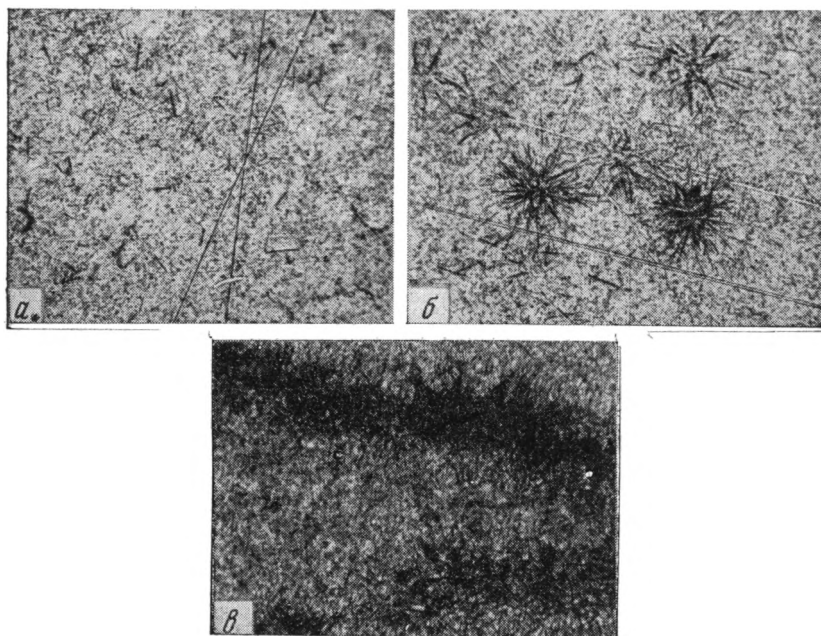
Химический состав вмещающих алевролитов и фосфатных конкреций виден из табл. 1.

Содержание некоторых компонентов в фосфатных конкрециях приведено в табл. 2.

Уран в фосфатных конкрециях находится в рассеянной, сгустковой и прожилковой формах. Рассеянная форма характеризуется более или менее равномерным распределением на микрорадиографиях следов α-частиц (фиг. 2, а). Отмечается, что в концентрически-слоистых конкрециях большему количеству треков соответствуют темноокрашенные слои. Рассеянная форма распределения, по-видимому, свидетельствует о вхождении урана в кристаллическую решетку фторапатита (Ченцов, 1956; Краускопф, 1958; Altschuler a. oth., 1958).

Чаще встречается сгустковая форма и глобулярное выделение окислов урана (настуран), размером от 0,001 до 5 мм. На микрорадиографиях эти формы фиксируются в виде звездообразных пучков треков (см. фиг. 2, б). Мельчайшие скопления настурана неравномерно рас-

сеяны в конкрециях, но наибольшее их количество встречается в трещинах усыхания осветленного первичного кремнево-фосфатного геля. Разновидность сгустковой формы распределения урана — выделение настурана на сульфидах, где настуран обычно в виде венчика окутывает новообразованные зерна пирита и халькопирита (фиг. 3).



Фиг. 2. Рассеянное (а), звездчатое (б) и прожилковое (в) скопление α -частиц, соответствующее основным формам положения урана в фосфатных конкрециях. Микрорадиографии; увел. 160; экспоз. 20 суток

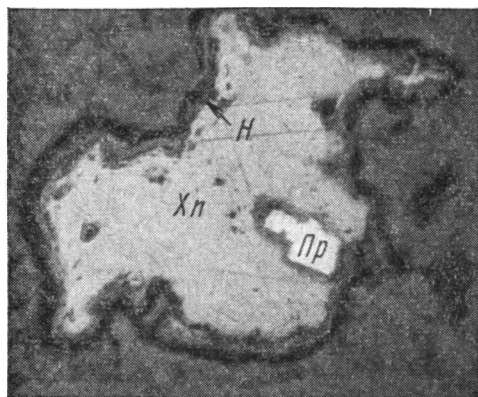
Прожилковые выделения настурана обычно так же, как и сгустковые, располагаются в септариевых трещинах усыхания внутри конкреций (см. фиг. 2, в). Тонкие прожилки, выполненные настураном, не выходят за пределы конкреции. Очевидно, последние две формы распределения урана характеризуют более поздние стадии формирования конкреций, связанные уже с перекристаллизацией слагающих компонентов.

Кремнистые конкреции имеют округлую, эллипсоидальную, лепешкообразную, сигарообразную и неправильную формы. Внутреннее строение их часто одновременно концентрически-слоистое и радиальное. Размеры конкреций от 1—2 см до первых метров. Поверхность неровная, как бы сморщенная, с многочисленными валиками, вытянутыми по длинной оси. Цвет конкреций светло- и темно-серый, иногда розовато-серый. Нередко распределение окраски бывает симметрично-полосчатым из-за различно окрашенных слоев.

Конкреции кремнистого состава встречаются среди фосфатных алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев и кварцитов. Слоистость вмещающих пород огибает конкреции. Состоят они из микрозернистого агрегата халцедона и кварца, с размером зерен меньше 0,01 мм. В конкрециях часто встречаются звездчатые и линзовидные участки, заполненные перекристаллизованным кварцем с зубчатым сочленением зерен, размером до 0,1 мм.

Из минеральных новообразований в кремнистых конкрециях встречается халькопирит, борнит, миллерит, галенит, сфалерит, карбонаты, хлорит, апатит; в единичных конкрециях встречено золото.

Спектральным анализом в конкрециях и стяжениях кремней установлено наличие следующих элементов: десятки процентов — Si; целые



Фиг. 3. Венчиковое выделение настурана (Н) в фосфатной конкреции вокруг новообразований халькопирита (Хп) и пирита (Пр); увел. 160

проценты — Al, Fe, иногда Ca; десятые доли процента — Mg, Ca, P, Ni, Ti, V, Na, K; сотые доли процента — Cu, Pb, Zn, Mn, Cr, Mo, As; тысячные доли процента — Zr, Ag, Sb, Sn, Ge, Be, Y, Yb, Co.

Химический состав кремнистых конкреций приведен в табл. 3. В некоторых конкрециях установлен Pb (до 0,12%); Cu (до 0,15%); Au (3,33 г/т).

Уран в кремнистых конкрециях так же, как и в фосфатных, находится главным образом в рассеянной и сгустковой формах. Минеральная форма рассеянного урана не выяснена. На микрорадиографиях обычно фиксируются отдельные треки α -частиц, более или менее равномер-

но распределенные в конкреции. Так же как и в фосфатных конкрециях, темноокрашенным слоям кремнистых конкреций соответствует большее количество треков, чем светло-серым. Это, по-видимому, указывает на связь урана с органическим веществом и фосфатами, содержание которых в темноокрашенных слоях соответственно составляет 0,6 и 0,95%, против 0,2 и 0,45% в светло-серых.

Сгустковая форма распределения урана характеризуется неравномерным скоплением настурана как внутри конкреций, так и по их периферии. В полированных образцах конкреций отчетливо видны участки, размером до 0,1—0,2 мм, со скоплениями сгустков настурана. Количество таких участков несколько увеличивается к внешнему краю конкреции. Чаще всего сгустковые выделения настурана ассоциируют с новообразованными кристаллами пирита и миллерита.

3. ГЕНЕЗИС УРАНОСОДЕРЖАЩИХ КОНКРЕЦИЙ

Описанные выше ураносодержащие конкреции можно отнести к раннедиагенетическим образованиям на основании соотношения их со слоистостью (Рухин, 1961; Твенхофел, 1936). Кроме того, они обладают рядом черт, позволяющих допустить начало их возникновения в еще не затвердевшем осадке. Концентрически-слоистое строение конкреций, присутствие в них окатанных обломочных зерен указывает на начало их формирования в массе полужидкого кремневого и кремнево-фосфатного геля, который позже вследствие явлений синерезиса постепенно уплотняется. В процессе синерезиса и собирательной кристаллизации происходила частичная внутренняя самоочистка конкреций, в результате которой некоторое количество урана вытеснялось как к краям конкреций, так и во внутренние их части.

Сравнивая состав и содержание компонентов во вмещающих породах и в конкрециях, можно проследить их поведение при конкрециеобразовании (фиг. 4).

Таблица 3

Химический состав кремнистых конкреций*

№ образца	Компонент, %							Компонент, 10 ⁻³ %										
	SiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	Mn	Ni	Co	Mo	V	Sn	Pb	Cu	As	Zn	U
6325	86	0,4	1,3	0,78	0,07	0,07	0,02	7	80	0,6	8	1	0,6	10	30	—	20	10
6329	83	0,6	5,0	1,35	0,47	0,64	0,23	46	30	0,6	4	3	2	5	30	20	10	20
6334	91	0,8	3,0	1,1	0,07	0,80	0,24	22	20	0,6	0,6	10	0,6	10	Следы	—	20	20
6336	78	0,3	8,4	0,20	0,07	0,90	0,53	43	20	Нет	6	100	1	30	10	20	—	10
6342	78	0,5	2,4	1,36	0,07	0,24	0,12	17	20	»	4	20	0,6	20	8	—	—	30
6346	86	0,6	3,8	1,05	0,15	0,43	0,24	24	50	»	6	40	2	40	100	100	—	20

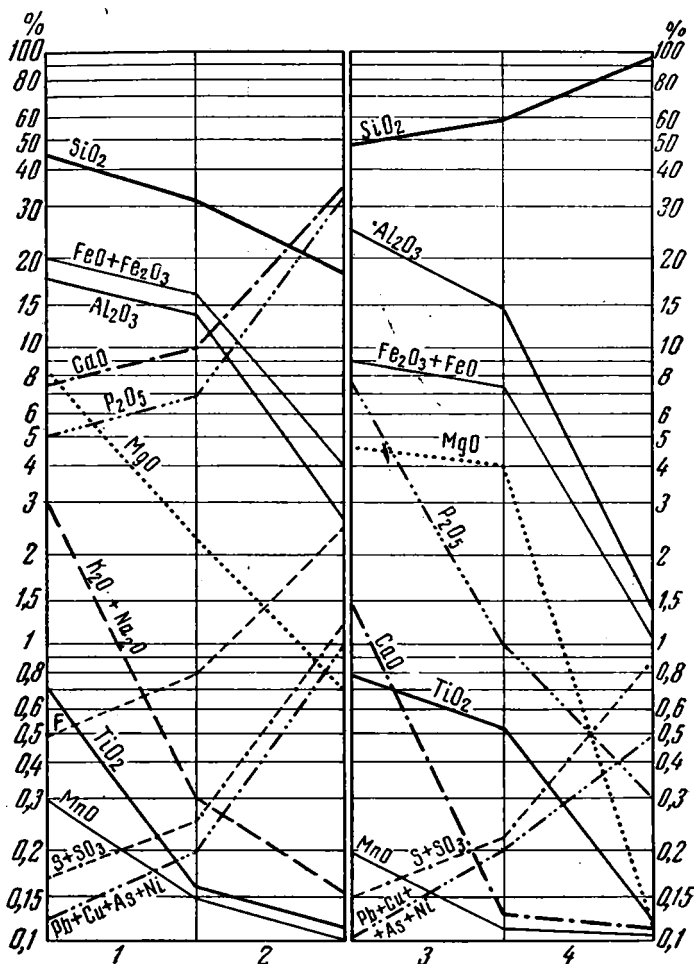
* Содержание P₂O₅ и U дано по данным химического анализа, остальные компоненты по данным количественно-спектрального анализа.

Таблица 4

Среднее содержание компонентов в урансодержащих конкрециях

Тип конкреций	Компонент, %							Компонент, 10 ⁻³ %								Количество проб
	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ FeO	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	Ni	Mo	V	Pb	Cu	As	Zn	U	
Фосфатные	26,2	7,1	8,3	3,0	2,9	0,2	0,03	96	9	5	13	18	18	14	35	5
Кремнистые	0,5	3,9	2,2	1,4	1,1	0,23	0,02	37	5	30	19	30	23	15	18	6
Концентрация по отношению к вмещающим породам																
Фосфатные	5,0	0,2	0,5	4,5	0,45	0,3	0,7	1,1	0,15	0,2	1,4	2,0	1,5	1,5	1,5	—
Кремнистые	0,07	0,2	0,4	0,26	0,14	0,9	0,6	1,02	0,6	0,12	1,5	1,7	1,8	1,3	0,1	—

В фосфатных конкрециях происходит увеличение концентрации Ca, P, U, F, Pb, Cu, As, Ni, S. На резкое увеличение концентрации в фосфатных конкрециях Cu, Pb, Zn указывают М. М. Константинов (1963), Ф. М. Малиновский (1955); Е. П. Фурман (1953).



Фиг. 4. График изменения содержаний компонентов во вмещающих породах и конкрециях

1 — фосфатные алевролиты; 2 — фосфатные конкреции; 3 — кремнистые сланцы; 4 — конкреции кремней

В кремнистых конкрециях происходит резкое увеличение содержания SiO_2 и в меньшей степени — Pb, Cu, Ni, As, S. В то же время содержания ряда элементов — Al, Fe, P, Mg, Ca, U — резко уменьшаются в конкрециях сравнительно с вмещающими кремнистыми сланцами. В конкрециях не обнаружено таких элементов, которые не присутствовали бы и во вмещающих их породах. Из этого, очевидно, можно сделать вывод, что содержание элементов в конкрециях зависит от состава вмещающих пород и не является следствием наложенных гидротермальных процессов.

Таким образом, при формировании конкреций в раннем диагенезе происходит избирательное стягивание Ca, P, U, Pb, Cu, As, Ni в фос-

фатных конкрециях и Si, Pb, Cu, As, Ni, Zn — в кремнистых. Степень концентрации элементов в конкрециях по отношению к вмещающим породам приведена в табл. 4.

Сравнительная геохимическая подвижность элементов в урансодержащих конкрециях при их диагенетическом перераспределении, изученная по методике Н. М. Страхова и др. (1959), выглядит следующим образом: 1) в фосфатных конкрециях: $P \rightarrow Ca \rightarrow Cu \rightarrow U \rightarrow As \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ni$; 2) в кремнистых конкрециях: $Si \rightarrow As \rightarrow Cu \rightarrow Pb \rightarrow Zn \rightarrow Ni$.

Интересно отметить, что коэффициент концентрации урана в фосфатных конкрециях по отношению к вмещающим породам в подавляющем большинстве случаев больше единицы, в некоторых он меньше единицы. Обычно в таких случаях во вмещающих породах всегда можно уловить следы вторичного перераспределения урана. В кремнистых конкрециях коэффициент концентрации урана всегда меньше единицы.

Неравномерное распределение содержания урана в конкрециях и его повышенное содержание во внешних, а иногда в центральных частях, может служить указанием на то, что уже в стадию диагенеза началось перераспределение урана.

В стадию позднего диагенеза, главным образом, катагенеза и раннего метаморфизма, по мере повышения температуры и давления происходило изменение и перекристаллизация слагающих конкрецию компонентов. Кремнезем был перекристаллизован в агрегат мелкокристаллического кварца с зубчатым сочленением зерен. Фосфаты частично перегруппировались, часть из них раскристаллизовалась в тонокристаллический агрегат апатита. Связь урана с фосфатами и органическим веществом была нарушена. В результате диффузии ионов и кристаллизации внутри конкреций началась дифференциация слагающих компонентов, вызвавшая пространственное обособление кремнезема, сульфидов и настурана, что и обусловило неравномерное их распределение.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. Госгеолтехиздат, 1956.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, вып. 156, 1954.
- Зарицкий П. В. О содержании фосфора в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 106, № 6, 1956а.
- Зарицкий П. В. Конкреционные образования продуктивных отложений западной части Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 108, № 2, 1956б.
- Зарицкий П. В. Химико-минералогическая характеристика карбонатных конкреций отложений различных фаций среднего карбона западной части Донецкого бассейна. Уч. зап. Харьковск. гос. ун-та, т. 73, 13, 1956в.
- Каширцева М. Ф., Шевнин А. Н., Воронкевич Л. В. Ураноносные глаукониты. Сов. геология, № 11, 1961.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.
- Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд. иностр. лит., 1958.
- Малиновский Ф. М. О сульфидоносных фосфоритах Подолии. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 84, № 1, 1955.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Твенхофел Ч. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
- Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

- Фурман Е. П. О минералах, выполняющих внутренние полости фосфоритовых конкреций Подолии. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 7, 1953.
- Хейнрих Э. Х. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. Изв. иностр. лит., 1962.
- Ченцов И. Г. К вопросу о форме нахождения урана в фосфоритах. Атомная энергия, № 5, 1956.
- Altschuler Z. S. a. oth. The geochemistry of uranium in apatite and phosphorite. U. S. Geol. Surv. Proffess. Paper, No. 314-D, 1958.
- Carter G. E. L. An occurence of vanadiferous nodules in the permianbeds of South Devon. Mineral. Mag., v. 22, 1931.
- Davidson C. F., Atkin D. On the occurence of uranium in phosphate rock. 19-th Congr. geol. internat. cec. XI, fasc. XI, 1953.
- Davidson C. F. The radioactive mineral resources of Great Britain Internat. conf. peaceful uses atomic energy, Proc. 6, 1956.
- Perutz M. Radioactive nodules from Devonshire, England. Mineral. and Petrogr., Mitt, v. 51, 1939.
- Ross Virginia F. Autoradiographic Stady of marine shales. Econ. Geol., v. 47, No. 8, 1952.
- Runnels R. T. Preliminary report on phosphatebearing shales in eastern Kansas. Kansas Geol. Surv. Bull., v. 82, 1949.
- Ryan J. P. Reconnaissance of phophate rock deposits in Arkansas, Kansas, Oklahoma and Texas, U. S. Bur. Mines, Rept. Invest, 5222, 1956.

Дата поступления
16.VII.1964

УДК 551.312.3

О СЛОИСТОСТИ ПЕСЧАНЫХ РУСЛОВЫХ ГРЯД

Н. В. ЛЕБЕДЕВА, Е. И. САХАРОВА

Слоистость руслового аллювия обусловлена в основном формой движения наносов в виде песчаных гряд.

В 1958—1961 гг. авторы исследовали на реках Вычегде и Северной Двине форму песчаных гряд и слоистость в них возникающую.

По строению пологого склона гряды мы выделяем два типа гряд: I — простые песчаные гряды с простым строением пологого склона; II — сложные песчаные гряды со сложным строением пологого склона.

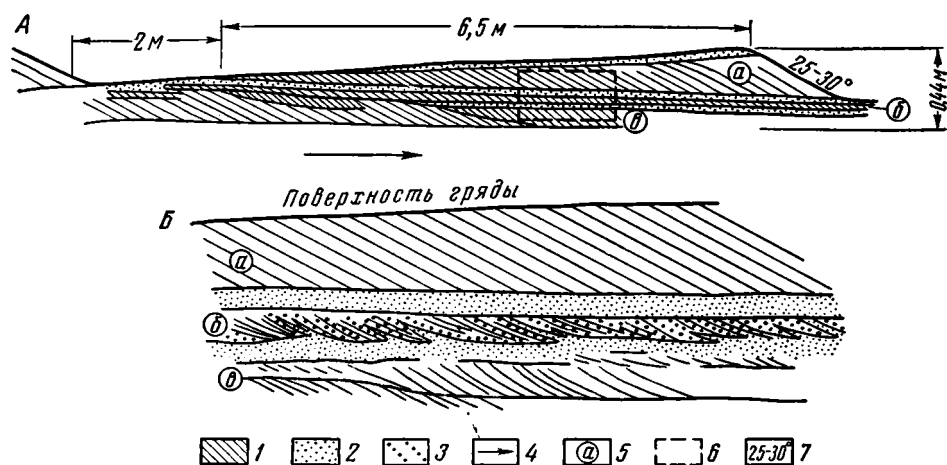
Простые песчаные гряды. Песчаные гряды первого типа в исследованном районе имеют следующие размеры: длину (расстояние между гребнями гряд) от 4—8 до 10—15, реже до 20 м, высоту 0,1—0,4 м. В коротких и нешироких песчаных грядах гребневые линии слабо извилисты и почти параллельны друг другу. В более широких грядах наблюдались значительные изменения длины в пределах одной волны, поэтому гребневая линия имела в плане извилистые очертания. Для простых гряд характерны плоские неглубокие нечетко выраженные ложбинки, расположенные в начале пологого верхового склона гряды, под низовым откосом предыдущей гряды.

На фиг. 1, А показана слоистость в поперечном разрезе гряды¹, сохранившейся на дне узкой (30—40 м) небольшой протоки, обсохшей в меженное время. В протоке песчаные гряды расположены правильными рядами, поперечными к направлению течения. Длина гряд 9—10, ширина 20—30, высота 0,2—0,3 м.

Из фиг. 1, А видно, что в поперечном разрезе гряды (вдоль течения воды) залегает косослоистая клиновидная пачка песка (слой *а*) максимальной мощности 25 см у гребня гряды. Угол наклона косых слойков остается постоянным от подошвы до кровли пачки, только вблизи гребня в верхней части наблюдается слабое выполаживание слойков. В пачке *а* переслаиваются слойки мелкозернистого неглинистого песка, мощностью менее 0,5 см, реже 1,0 см, и среднезернистого песка, также неглинистого, мощностью 0,1—0,2, местами 0,5 см. Границы между слойками часто очень нечеткие. В основании их обычно залегает более крупный материал — от крупнозернистого песка до гравия, местами с примесью глинистого песка. Подошва косослоистой пачки *а* хорошо выделяется по механическому составу благодаря скоплению грубых наносов в основании косых слойков.

Под косослоистой пачкой *а* лежат захороненные слои песка (слой *б*, *в*) с косой слоистостью, направленной также вниз по течению. Мощность их неодинакова и в слое *б* значительно меньше, чем в самой верхней косослоистой пачке *а*.

¹ «Поперечный» профиль — это профиль через волну от верхового к низовому склону (вдоль течения, сформировавшего волну). В гидрологии же за продольный профиль волны считается профиль волны вдоль течения, ее формирующего.



Фиг. 1. Слоистость песчаной гряды

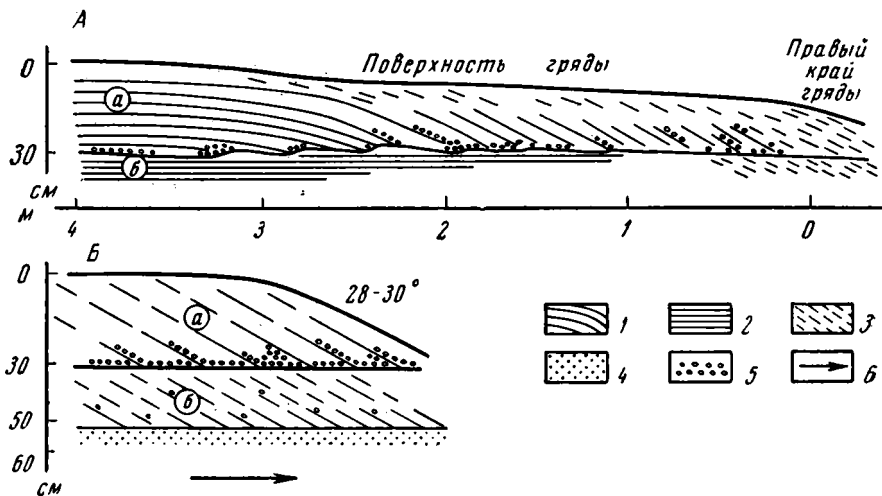
А — зарисовка слоистости в поперечном разрезе гряды (вдоль течения потока); Б — деталь косой слоистости соля б в расщепке, показанной на фиг. 1, А. 1 — пачки песка с косой слоистостью; 2 — пачки неслоистого мелкозернистого песка; 3 — грубозернистый песок; 4 — направление течения реки; 5 — номенклатура слоев (для всех иллюстраций); 6 — местоположение детальной зарисовки; 7 — угол наклона слоистости (для всех иллюстраций)

В подошве слоя б наклон слоёв становится положе, и между слоями грубого разнозернистого песка к низу вклиниваются слоики мелкозернистого песка (см. фиг. 1, Б). Возникновение подобных косых слоёв связано с действием вальца (вихря), образующегося перед низовым склоном каждой гряды и приводящего к частичному забрасыванию мелких частиц наносов на низовой склон навстречу направлению течения, формирующего гряду.

На фиг. 2, А показана слоистость в траншее, выкопанной вдоль простой гряды (перпендикулярно направлению течения). Расстояние между гребнями гряд (вдоль течения) 10 м, а вдоль гребней (поперек течения) — 25—30 м, высота гряд — 0,2—0,3 м. Траншея выкопана вдоль гряды (поперек течения), близ ее левого края. Поверхность гряды полого понижается к краю, и в этом же направлении изменяется слоистость. В 4 м от края гряды видно горизонтальное переслаивание слоёв среднезернистого песка, мощностью 1 см и крупнозернистого песка, мощностью 0,1—0,2 см. У подошвы всей пачки наблюдается скопление более крупного материала — крупнозернистого песка с гравием, мощностью менее 1 см.

В зачистке, расположенной в 4 м от левого края гряды, но ориентированной вдоль течения, т. е. перпендикулярно к траншее, видна косая слоистость, падающая вниз по течению под углом 28—30° (см. фиг. 2, Б). Для косых слоёв характерно постепенное уменьшение диаметра частиц наносов вверх по косому слою, и в том же направлении границы между слоиками становятся нечеткими. Таким образом, горизонтальная слоистость, наблюдаемая в продольном разрезе, ложная, обусловленная направлением разреза вдоль простираения слоистости.

В траншее видно, как в сторону правого края гряды (см. фиг. 2, А) ложная горизонтальная слоистость переходит в косую, падающую от центра к краю гряды, причем наклон косых слоёв увеличивается в этом же направлении. Так, в 2,5 м от края они наклонены под углом 20°, а на расстоянии 2 м — уже под углом 30°. Это объясняется тем, что к краю гряды постепенно меняется направление падения ко-



Фиг. 2. Зарисовка слоистости

А — слоистость вдоль песчаной гряды (перпендикулярно направлению течения потока);
 Б — слоистость поперек гряды, в 4 м от ее края. 1 — четкая косая слоистость; 2 — четкая горизонтальная слоистость; 3 — нечеткая косая слоистость; 4 — песок; 5 — гравий; 6 — направление течения

сой слоистости по отношению к продольному срезу. Слоистость падает здесь в сторону края гряды, т. е. почти вдоль траншеи.

У края гряды косая слоистость выражена плохо и заметна только по коротким (менее 5 см) наклонным прерывистым и маломощным (1—3 мм) линзочкам более крупного песка. Мощность всей описанной пачки колеблется от 30 (в средней части гряды) до 20—15 см (в краевой части).

Из зарисовок видно, что для основной части гряды I типа характерна косая слоистость, падающая вниз по течению (т. е. по направлению движения гряды) и видная только в поперечном разрезе гряд. У боковых краев гряд слои как бы облекают гряду и слоистость падает в сторону края гряды (косая слоистость видна в продольном срезе), т. е. у краев гряды падение слоистости направлено под большим углом к основному направлению потока, формирующего гряду.

На фиг. 1 и 2 была показана слоистость в застывших песчаных грядах, которые хорошо сохранили свою форму, так как расположены в узких протоках, защищенных от ветра высокими пойменными островами. На фиг. 1 хорошо видно, что в свежей неразрушенной песчаной гряде косослоистые пачки имеют, как и сама гряда, в поперечном разрезе клиновидную форму. Однако, если гряда и сохранится до следующего половодья, то во время него в зависимости от скорости и направления течения, характера нарастания половодья поток может срезать ту или иную часть клиновидной пачки, и новые гряды уже наложатся на размытую поверхность песчаных гряд предыдущего половодья.

Кроме того, на открытых участках русла, обсыхающих в межень и незащищенных от ветра, первичная клиновидная форма косослоистых пачек может сильно измениться под действием ветра. При частичном развевании гряд может сохраниться клиновидная форма косослоистой пачки (фиг. 3, Б, слой а), при полном развевании от косослоистых пачек может остаться лишь маломощный прослой (см. фиг. 3, Б, з).

На исследованных реках подводные части прирусловых песков (насколько это возможно увидеть близ берега), а также низкие недавно вышедшие из-под воды участки всегда имели хорошо выраженный грядовой рельеф. На высоких сухих, давно вышедших из-под воды частях прирусловых песков гряды, как правило, совершенно разрушены. Длительное воздействие ветра в течение летней межени на наиболее высоких участках приводит к полному выравниванию и уплотнению прирусловых песков.

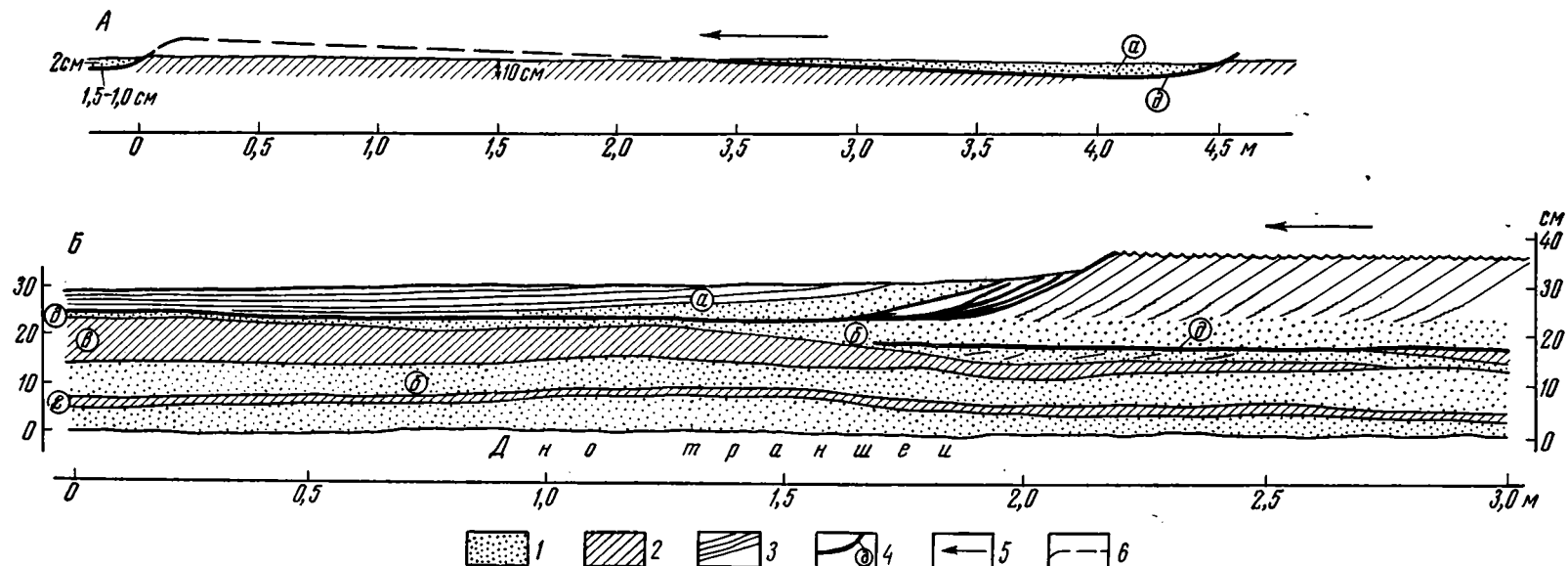
На значительные эоловые преобразования рельефа средней части прирусловых песков (пляжей) указывает В. Н. Сементовский (1955). Он отмечает, что наряду с выравниванием рельефа пляжа достаточно интенсивная деятельность ветра может даже создать «...к концу лета новый вид, новый микрорельеф пляжа, с характером инверсионного рельефа» (стр. 9).

В результате перевевания гряд в разрезе руслового аллювия могут появиться тонкие линзы неслоистого песка, отложившегося в понижениях между гребнями гряд. По-видимому, такой прослой наблюдается в поперечном разрезе гряды, сохранившееся основание которой видно на фиг. 3, А: в ложбине и в начале пологого склона гряды лежит маломощный (2—3 см) слой песка *a*, на вид он неслоистый и перекрывает косослоистую пачку гряды. По направлению к гребню гряды этот слой выклинивается. Неслоистый прослой *a* не мог отложиться рекой в то время, когда гряда находилась под водой в стадии своего формирования и движения, так как в это время в ее ложбине течение производит непрерывный размыв. Можно предположить, что прослой песка в ложбине образовался на спаде половодья в условиях очень медленного течения. Но в этом случае там оседает значительно более тонкий материал, чем песок, слагающий косослоистое тело гряды. В данном же разрезе (см. фиг. 3, А) неслоистый прослой имеет тот же механический состав, что и верхняя часть косослоистой пачки. И только подстилающий его тонкий илистый прослой (*д*) действительно мог сформироваться в конце спада половодья. Аналогичные прослои наблюдались в разрезах других сухих песчаных гряд (см. фиг. 3, Б), где они также перекрыты неслоистыми прослоями или прослоями с очень пологонаклонной слоистостью (*a*). Залегание слоя *a* на илистом прослое *д* показывает, что слой *a* возник после спада половодья. Очевидно, эти отложения — результат перевевания песка в меженный период.

Слои песка эолового происхождения на развеечных участках отелей рек Вычегды и Северной Двины достигали мощности 2—10 см. В наведенных пачках иногда заметна прерывистая мелкая линзовидная слоистость или очень пологая наклонная слоистость (см. фиг. 3, Б, *a*), но чаще слоистость не видна (фиг. 3, А, *a*)².

В разрезе гряды (см. фиг. 3, Б) видны залегающие между косослоистыми пачками *в*, *г* прослои неслоистого песка *б*. Они, по-видимому, являются захороненными эоловыми прослоями. Однако прямых доказательств их отложения в субаэральных условиях не имеется. Слои *б* ложатся непосредственно на размытую поверхность захороненных песчаных гряд *в*, *г*, и между неслоистыми и косослоистыми пачками нет илистых прослоев, аналогичных слою *д*, фиксирующему спад половодья перед отложением эолового песка слоя *a*.

² Не совсем ясно происхождение косых илистых прослоев, заходящих клином в слой *a* (см. фиг. 3, Б) у основания крутого склона гряды. Возможно, они образовались при передувании илистого слоя и воздействия воздушных завихрений, возникающих у подножия гряды, пока ложбины не были в основном заполнены слоем *a*.



Фиг. 3. Слоистость в развезенных ветром песчаных грядях (траншеи располагаются поперек песчаных гряд)

А — схематическая зарисовка гряды; Б — детальная зарисовка слоистости в песчаной гряде, частично развезенной. 1 — прослой неслоистого песка; 2 — прослой песка с косо́й слоистостью; 3 — прослой песка с очень пологой наклонной слоистостью; 4 — илистые прослой, мощностью 2-3 см; 5 — направление течения реки; 6 — контур гряды до развезания; а — свежие золотые прослой; б — захороненные золотые прослой; в, г — захороненные остатки песчаных гряд с косо́й слоистостью

Сложные песчаные гряды. Исследованные нами сложные гряды на Вычегде и Северной Двине были несколько крупнее простых гряд: длина их 10—25 м, высота до 0,8—1,2 м. Длина волны в пределах одной гряды колебалась от 8—15 до 15—20 м, высота от 0,2—0,3 до 0,8—1,0 м.

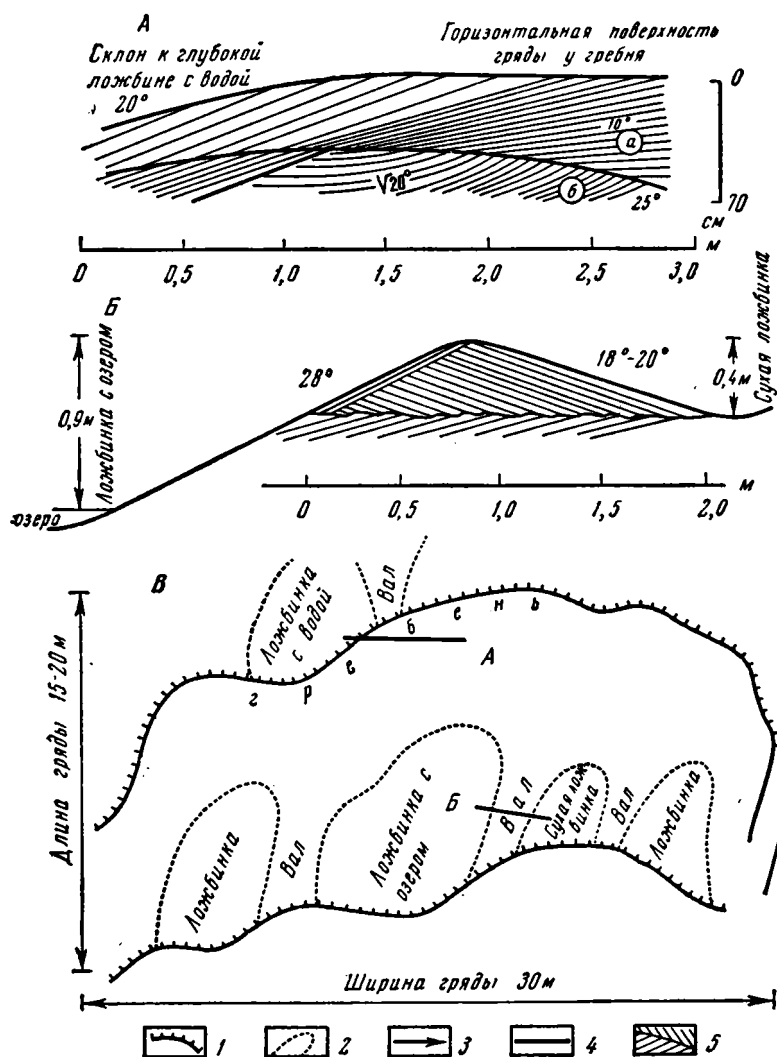
Гряды этого типа характеризуются более сложной формой верхового пологого склона. На их пологих склонах расположено несколько ложбинок (депрессий), разделенных узкими валиками (фиг. 4, В), вытянутыми вдоль течения потока. Длина ложбинок составляет $1/2$ — $3/4$ части от общей длины гряды. Максимальные относительные превышения валиков над дном ложбинок — 0,5—0,8 м. Склоны валиков и ложбинок нередко крутые — до 20—30°. Размеры и глубина ложбинок на одной и той же гряде непостоянные, поэтому валики часто имеют асимметричную форму. Более четко валики выражены около гребня предыдущей гряды, где ширина валика по основанию составляет всего около 1—2 м. Вниз по течению реки валики постепенно расширяются и сливаются с пологим склоном гряды.

Сложные гряды являются такой же генетически однородной формой, как и простая гряда. Пока еще не установлено, при каких условиях в реке возникают то сложные, то простые гряды. По нашим наблюдениям на Северной Двине и Вычегде, сложные гряды, как правило, встречались в устьях крупных сильно забитых песком протоков, по которым в паводок проходит мощная струя наносов, а также в нижней по течению части кос, т. е. сложные гряды приурочены к участкам русла, где образуется стык течений, к зонам слива с неупорядоченным течением потока. На многорукавных равнинных реках, какими являются Вычегда и Северная Двина, такие участки русла составляют большую часть общей площади русла.

К. И. Россинский и И. А. Кузьмин (1950), Н. С. Знаменская (1960, 1962, 1963а, 1963б), проводившие лабораторные исследования по формированию песчаных гряд, указывают на зависимость формы гряд от глубины и скорости течения потока. По наблюдениям Н. С. Знаменской (1936б, стр. 27) «на стремне образуются гряды более высокие, короткие и более подвижные, чем вблизи берега... наибольшая высота гряд соответствует максимальной глубине потока» при прочих равных условиях. Кроме того, Н. С. Знаменская отмечает влияние на форму гряд изменения величины твердого стока и крупности наносов. Увеличение расхода донных наносов приводит к изменению очертания гряд и к увеличению водоворотной зоны, т. е. к усложнению формы гряд. В опытах Н. С. Знаменской гряды, аналогичные сложным, появлялись при мелких наносах (диаметр частиц 0,05—0,5 мм). Наблюдения ее за механизмом образования таких гряд показали, что в подвалье гряды возникают вихри (водовороты с направленной вдоль течения осью), намывающие на верховом склоне следующей гряды валики («стрелки», как она их называет), вытянутые по течению (Знаменская, 1963а).

На форму гряд влияют, как указывалось выше, кроме крупности наносов, и другие факторы. Вероятно, поэтому на прирусловых песках Вычегды и Северной Двины, сложенных преимущественно мелкими наносами (0,05—0,5 мм), на одних участках возникают сложные, на других простые гряды. Это же явление наблюдалось и на лотке в лаборатории экспериментальной геоморфологии МГУ, где применялся мелкий песок со средним диаметром 0,23 мм.

В траншее, выкопанной на пологом склоне вдоль сложной гряды на расстоянии 1—2 м от гребня, обнажаются пачки песка с четкой косой слоистостью, падающей поперек течения к краю гряды (к лож-



Фиг. 4. Слоистость на разных участках сложной гряды

А — зарисовка слоистости на пологом верховом склоне гряды примерно вдоль гребня; Б — зарисовка слоистости поперек валика сложной гряды; В — схема сложной гряды и местоположение разрезов А и Б. 1 — гребень гряды; 2 — границы ложбинок; 3 — направление течения реки; 4 — направление траншеи; 5 — различные направления косой слоистости

бинке с водой (см. фиг. 4, А). Угол наклона косых слоев в верхней пачке песка (слой а) уменьшается с удалением от края гряды к центру, в захороненной пачке песка (слой б) — наоборот. Это, по-видимому, объясняется различным положением стенки траншеи по отношению к направлению падения косой слоистости в верхней и нижней пачках.

Изучение слоистости в валиках, чередующихся с ложбинками на пологом склоне гряды, показало, что в них косая слоистость направлена как вниз по течению, так и наискось к течению или даже поперек него в сторону одной из ложбинок. При этом в поперечной к течению косой слоистости на одних валиках косые слои наклонены к левому краю гряды, в других валиках, наоборот, к правому краю. Разнона-

правленная косая слоистость отмечается даже в поперечном разрезе одного валика (см. фиг. 4, Б, фиг. 5, Б).

Таким образом, если в простой гряде по занимаемой площади значительно преобладает косая слоистость, падающая вниз по течению, то в сложной гряде соотношение слоев более сложное. В валиках отмечается наличие разнонаправленных косослоистых серий, причем падение этой слоистости, обусловленной вихревым движением в подвале гряды, не совпадает с основным направлением потока, формирующего гряды, а направлено косо или даже перпендикулярно к нему.

Итак, мы видим, что падение косой слоистости, зависит, во-первых, от формы гряд, во-вторых, оно не всегда может указывать на основное направление течения, формирующего гряды.

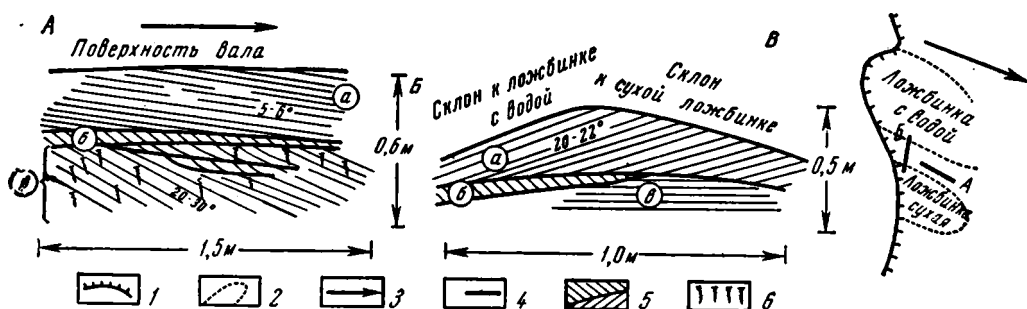
Нужно отметить, что все наши наблюдения относятся к верхней части разреза современного руслового аллювия, которая выходит из-под уреза в меженный период, т. е. к прирусловым пескам, заполняющим протоки, формирующим косы, отмели и осередки, иначе говоря, к фации прирусловой отмели.

Наши наблюдения показывают, что даже при идеально прямолинейном русле, протягивающемся прямо вдоль долины реки, в разрезах верхней части руслового аллювия благодаря наличию гряд можно наблюдать серии косой слоистости, ориентированные не только вниз, но и наискось или поперек направления долины.

Различные направления падения косой слоистости русловых отложений обусловлены не только формами перемещения наносов в русле рек, но и постоянной изменчивостью, подвижностью всех типов русловых форм: от микро- до макрорельефа (песчаных гряд, прирусловых отмелей, излучин и т. п.).

Сезонные и годовые колебания уровня воды в реке (межень, весеннее половодье, высокий, средний, низкий паводок) постоянно изменяют глубины, направления и скорости течения струй потока. Это в свою очередь отражается на изменении не только расположения песчаных гряд в русле, но и их формы, создает периодическое осушение поверхности прирусловых отмелей. На Вычегде и Северной Двине, реках с неустойчивым руслом, дробящимся на ряд протоков, ориентировка песчаных гряд особенно разнообразна и изменчива.

В результате в разрезах верхней части руслового аллювия наблюдается переслаивание пачек песка с косой и ложной «горизонтальной»



Фиг. 5. Слоистость валика сложной гряды

А — зарисовка слоистости в траншее, ориентированной вдоль течения реки; Б — зарисовка слоистости в траншее, ориентированной поперек течения реки; В — схема расположения траншей на валике. 1 — гребень гряды; 2 — границы ложбинок; 3 — направление течения потока; 4 — направление траншей; 5 — различные направления косой слоистости; 6 — растительные остатки

слоистостью, наличие маломощных эоловых прослоев песка неслоистого или с прерывисто-линзовидной слоистостью, возникающих благодаря периодическому осушению в летнюю межень некоторых участков русла, наличием тонких илистых линзовидных прослоев, отлагающихся на спаде паводка в подвалах гряд.

Невыдержанность направления слоистости песчаных гряд, непостоянство их положения в русле, как и положения самого русла в пределах долины, могут привести к захоронению пачек песка, в которых косая слоистость будет направлена даже вверх по долине. Такой случай, например, возможен на участках, где русло в крутой излучине направлено под большим углом или даже перпендикулярно к долине, а в боковых краях и валиках песчаных гряд косая слоистость падает перпендикулярно к течению.

Таким образом, для выяснения истинного направления древних долин по разрезам аллювия необходимы массовые замеры косой слоистости во многих разрезах. В пределах одного обнажения необходимы длинные расчистки, ориентированные в различных направлениях.

Как известно, характерным для разрезов руслового аллювия является закономерное уменьшение мощности косослоистых пачек и крупности наносов в них вверх по разрезу (Ботвинкина, 1962). Действительно, в большинстве обнажений поймы на исследованных реках такая закономерность хорошо выражена. В низах руслового аллювия (у меженного уреза воды) залегают косослоистые пачки песка мощностью 0,3—0,5 реже 1,0 м, сложенные средне- и крупнозернистыми песками с включениями иногда гравия по косым слоям. Вверх по разрезу мощность пачек постепенно уменьшается, и на границе с пойменным аллювием косослоистые пачки имеют мощность 2—5 см и сложены, как правило, тонкозернистыми песками. В тех случаях, когда в обнажении нам удавалось увидеть по длине всю косослоистую пачку, она имела клиновидную форму независимо от ее местоположения в разрезе (как в верхней части руслового аллювия, так и в нижний). Косослоистые пачки мощностью 0,3 м имели длину 4,5—5,0 м, пачки мощностью 5—10 см — 0,5—2,0 м, пачки мощностью 2—5 см — 0,2—0,3 м.

Опыты в лабораториях и наблюдения в естественных условиях показывают, что размеры песчаных гряд зависят от глубины и скорости течения потока (Пушкарев, 1948; Маккавеев и др., 1961; Попов, 1961). С уменьшением глубины потока уменьшаются размеры песчаных гряд. По мере накопления аллювия в русле увеличивается высота прирусловых песков и соответственно уменьшается глубина потока над ними. Изменение глубины потока отражается на размерах гряд, покрывающих поверхность прирусловых песков. Следовательно, в русловом аллювии в идеальном случае вверх по разрезу должна уменьшаться мощность косослоистых пачек, что обычно и наблюдается.

Низкие прирусловые пески³, глубина над которыми в паводок больше, перемещаются вниз по течению обычно с большей скоростью, чем высокие пески. С увеличением высоты прирусловых песков подвижность их уменьшается, аллювий становится тоньше. Поэтому песчаные гряды, бегущие по поверхности низких песков, обычно сложены более крупным материалом, чем гряды на высоких песках.

³ К низким прирусловым пескам на Северной Двине и Вычегде относятся прирусловые отмели, высотой менее 2 м над наиболее низким меженным уровнем воды и выходящие из-под уреза лишь в самом конце половодья — начале межени; к высоким — пески высотой от 2 до 3—5 м (т. е. достигающих иногда высоты поймы) и формирующиеся в высокую воду.

На реках с неустойчивым многорукавным руслом, какими являются Вычегда и Северная Двина, часто могут быть отклонения от указанного выше строения руслового аллювия. Неоднократные изменения направления и местоположения основной весенней струи потока в пределах русла приводят к появлению крупных прослоев грубого песка среди маломощных тонких косослоистых пачек песка. Или, наоборот, в низах руслового аллювия среди пачек крупного песка могут отложиться в периоды замедленного течения («тиховода») в данном месте русла прослой тонкого песка и даже супеси, суглинка. Такие отклонения в составе русловых отложений мы нередко наблюдали в разрезах поймы.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, 1962.
- Знаменская Н. С. Экспериментальное исследование формы гряд и сопротивлений русла при грядовой структуре дна. Тр. Ленингр. политехн. ин-та, № 208, 1960.
- Знаменская Н. С. Расчет размеров и скорости перемещения русловых образований. Метеорология и гидрология, № 7, 1962.
- Знаменская Н. С. Экспериментальное исследование грядового движения наносов. Тр. ГГИ, вып. 108, 1963а.
- Знаменская Н. С. Изменение формы донных песчаных гряд. Метеорология и гидрология, № 10, 1963б.
- Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Зайтов И. Р., Лебедева Н. В. Экспериментальная геоморфология. Изд. МГУ, 1961.
- Попов И. В. Методические основы исследований руслового процесса. Гидрометеопиздат, 1961.
- Пушкарев В. Ф. Движение влекомых наносов. Тр. ГГИ, вып. 8 (62), 1948.
- Росинский К. И., Кузьмин И. А. Гл. 2 («Речное русло»). Из кн. С. Н. Крицкого и Ф. М. Менкеля «Гидрологические основы речной гидротехники». Изд. АН СССР, 1950.
- Сементовский В. Н. Полосатые пески и гидробарханы (фациальные и формообразовательные детали в процессе речной аккумуляции). Уч. зап. Казанск. ун-та. География, т. 115, кн. 2, 1955.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Дата поступления
18.VI.1963

УДК 549.623.9 : 551.76 + 551.77

**КАРБОНАТНОСТЬ
МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД
ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ
И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ**

Е. С. ЛАРСКАЯ

1. ИСХОДНЫЕ СООБРАЖЕНИЯ

Карбонатность пород отражает содержание в них CaCO_3 , MgCO_3 , MnCO_3 , FeCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Высококарбонатные отложения ($>60\%$ карбонатного материала), как известно, возникают в седиментогенезе преимущественно за счет биогенного извлечения карбонатов из вод бассейна, тогда как диагенетические преобразования в этом случае мало влияют на количество и состав карбонатного материала.

Как правило, высококарбонатные породы являются образованиями бассейнов низких и средних широт, и их присутствие указывает на теплый климат, пышный расцвет планктонной и бентонной фауны, нормальный газообмен в водной массе бассейна.

В образовании же рассеянного в породах ($<25\%$) карбонатного материала, наряду с седиментационными процессами, играют значительную, а для FeCO_3 и MgCO_3 решающую, роль диагенетические преобразования. Сумма и соотношение рассеянных карбонатных минералов резко различны в породах, образованных в бассейнах разной солёности, климатических зон, гидрологического режима и т. п. Так, в морских бассейнах гумидной климатической зоны содержание карбонатов колеблется в среднем от $2,5\%$ в песчаниках до 1% в глинах, а в отложениях пресноводных бассейнов оно повышается соответственно до $4,8$ и $3,5\%$, причем в составе рассеянных карбонатов морских пород, как правило, преобладает CaCO_3 , тогда как в континентальных отложениях, особенно в глинах, на первое место выдвигаются FeCO_3 и MgCO_3 . CaCO_3 в осадок попадает частично путем биогенного, реже химического осаждения в седиментогенезе, частично же возникает при редукции сульфатов и выветривании обломочных минералов в диагенезе.

Благодаря значительному влиянию диагенетических процессов в бассейнах со слабым седиментационным образованием CaCO_3 наблюдается некоторая зональность состава карбонатов, которая выражается в преобладании CaCO_3 в более грубозернистых (песчано-алевритовых) отложениях, а FeCO_3 и MgCO_3 — в глинистых.

Подавление седиментации кальцита в морских бассейнах гумидной зоны наблюдается либо при значительном опреснении его, либо при низкой температуре водной массы.

В породах слабо минерализованных бассейнов аридной зоны количество рассеянного карбонатного материала значительно выше (до 25%), чем в породах гумидных водоемов; кроме того, в его составе доминирующую роль играет широко распространенный пелитоморфный

карбонат (дрюит, или комочкообразный кальцит). Биогенный, раковинный карбонат встречается значительно реже.

Распределение карбонатного материала по площади бассейна контролируется, во-первых, гидродинамическим режимом, благодаря которому осаждение взвешенного и хемогенного кальцита происходит ближе к центру водоема, и, во-вторых, интенсивностью вноса обломочного терригенного материала, что может обусловить некоторую асимметрию в распределении карбонатного материала. Последняя зависит в основном от относительного содержания карбонатов в общей массе осадков.

Диагенетические процессы при такой массе седиментационных карбонатов проявляются слабо, и поэтому величина и состав карбонатности отражают в основном климатические, палеогеографические и гидродинамические условия.

2. КОЛИЧЕСТВО И СОСТАВ КАРБОНАТОВ В МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ГЛИНАХ

С целью реконструкции палеоклиматических и других условий для мезо-кайнозоя западного Предкавказья была изучена карбонатность 2000 образцов терригенных пород от средней юры до куляницкого яруса включительно, представленных в основном пелитовыми разностями близкого гранулометрического состава. Были проведены макро- и микроскопические исследования (2000 обр.), определение нерастворимого остатка (параллельно с $C_{орг}$)¹ путем обработки образца 10%-ной HCl полчасовым кипячением (2000 обр.), карбонатный анализ с определением CO_2 (450 обр.)².

В результате исследований было обнаружено, что карбонатный материал в меловых и палеоценовых глинах представлен биогенной (остатки раковин) и хемогенной (дисперсно-рассеянный в глинистой массе в виде мельчайших кристалликов тонкопелитовой размерности) формами; в олигоценовых же и в неогеновых отложениях последняя форма является доминирующей и в большинстве случаев единственной.

Дисперсный карбонатный материал составляет от 0,5 до 25% породы и распределяется по разрезу весьма неравномерно. На фиг. 1 нанесены средние значения карбонатности для глин некоторых горизонтов. Из графика следует, что наибольшая карбонатность (около 30%) свойственна верхнеэоценовым глинам, а наименьшая (1%) — нижнемеловым, палеоценовым, нижнеэоценовым (10,5) и майкопским (0,5%). Значительной (3—16%) карбонатностью обладают миоценовые глины, причем снизу вверх по разрезу она постепенно снижается и сходит почти на нет в верхнеплиоценовых глинах (0,8%).

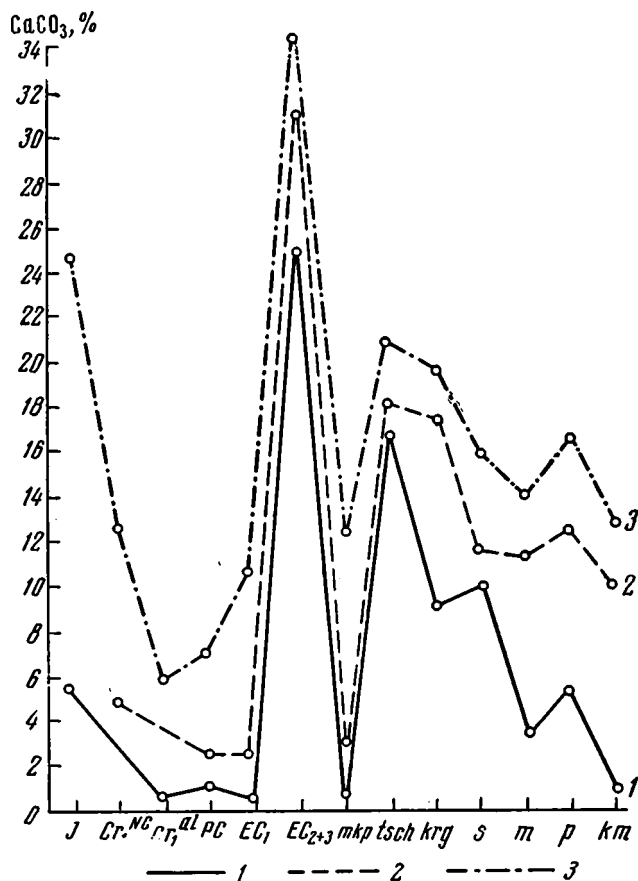
Создается впечатление, что карбонатообразование в глинистых осадках мезозоя — кайнозоя протекало в разное время существенно неодинаково. Первый этап охватывает нижнемеловое время и характеризуется слабым и все уменьшающимся от валанжина к альбу карбонатонакоплением в виде раковинного и хемогенного материала. Второй этап включает верхний мел и отличается интенсивным накоплением биогенного и хемогенного кальцита; третий — соответствует всему палеоцену, в отложениях которого, за исключением верхнего эоцена, количество кальцита очень низко и доходит в майкопе до 0. К четвертому этапу следует отнести средний миоцен с максимальным накоплением карбонатного материала в глинистых осадках чокракского бассейна (16%), и постепенным снижением его в сармате (до 10%). Пя-

¹ Определения производились в битумной лаборатории ВНИГНИ.

² Определения производились в гидрохимической лаборатории ВНИГНИ.

тый этап охватывает верхний миоцен и плиоцен и характеризуется относительно слабым (4—0,5%) накоплением карбонатного материала, непрерывно уменьшающимся во времени.

Судя по петрографическим и химическим данным, основным карбонатным минералом в породах является кальцит, изредка было обна-



Фиг. 1. Карбонатность глинистых пород мезо-кайнозоя западного Предкавказья

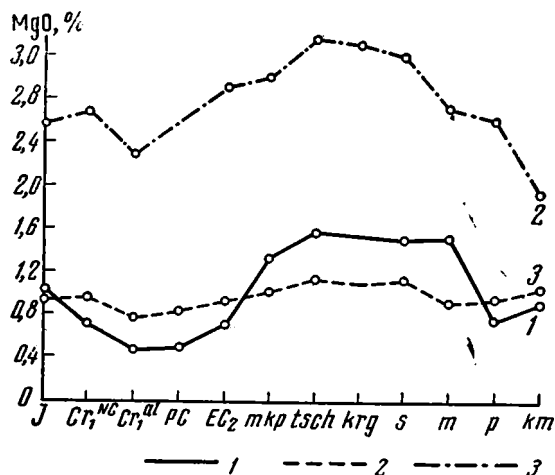
1 — по CO₂; 2 — по CaO; 3 — растворимая в HCl часть породы

ружено присутствие MgO и FeO в количествах либо меньших, либо равных CaO. Вместе с тем содержание CO₂ лишь в некоторых породах (олигоцен, юра) таково, что, насытив кальций, оно может быть связано с магнием и железом; в большинстве же случаев CO₂ не хватает даже для того, чтобы полностью связать CaO. Поэтому на фиг. 1 линия содержаний карбоната кальция в том случае, если бы весь CaO входил в состав карбонатов, расположена несколько выше кривой истинной карбонатности пород и точно повторяет конфигурацию последней. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что карбонатность обусловлена наличием CaCO₃ в породах, а кальций солянокислой вытяжки в основном карбонатный.

На фиг. 2 показано распределение MgO в глинистых породах (в HCl вытяжке) и в тонкопелитовой фракции этих пород, предварительно обработанной 2%-ной HCl для удаления карбонатов. Кривая содержания

MgO в солянокислой вытяжке из глин показывает, что в нижнемеловых, палеоценовых и эоценовых глинах количество его невелико и колеблется в пределах от 0,4 до 0,6%, тогда как в олигоцене и миоцене оно возрастает до 1,5%. В плиоценовых глинах количество MgO вновь уменьшается до 0,8%.

Характер распределения MgO в породах и изменение содержания CaCO₃ (по CaO) имеют в общем одинаковую направленность, которая,



Фиг. 2. Распределение магния в глинах западного Предкавказья

1 — в HCl вытяжке (на породу); 2 — в тонкопелитовой фракции; 3 — в пересчете на породу

бонатной тонкопелитовой фракции изучаемых глин. График, характеризующий его, очень похож на график содержания MgO в породах (см. фиг. 2); очевидно, MgO солянокислой вытяжки имеет своим источником не карбонаты, а разрушающиеся под воздействием HCl силикаты и другие магнийсодержащие минералы.

Пересчет количества MgO тонкопелитовой фракции на всю породу показал (см. фиг. 2), что в меловых, палеоцен-эоценовых и плиоценовых глинах его значительно больше, чем извлекает HCl при карбонатном анализе, т. е. MgO в солянокислой вытяжке возникает целиком за счет глинистых минералов. В олигоцене и миоцене, напротив, содержание MgO в вытяжке из породы больше, чем его количество в тонкопелитовой фракции, хотя роль последней здесь выше, чем в глинах другого возраста. По-видимому, частично MgO здесь является карбонатным, что особенно свойственно майкопским глинам, в водных вытяжках из которых наблюдается относительно повышенное содержание иона магния. Аналогичное явление обнаружено и в некоторых гораздо более редких образцах миоценовых глин. Скорее всего в обоих случаях появление ионов магния вызвано диagenетическими процессами, например, образованием его при редукции сульфатов.

Состав и формы карбонатного материала в глинистых породах показывают, что нижнемеловой и палеогеновый бассейны Западного Предкавказья характеризовались невысокой температурой воды и были расположены в относительно влажном климате: южная граница гумидной зоны в верхнемеловое время резко отступала на север, так что Западное Предкавказье находилось в более теплом климатическом поясе. Верхнеэоценовое потепление сменилось в олигоцене похолоданием,

однако, нарушается в верхнем эоцене, высококарбонатные глины которого содержат относительно мало MgO (0,7%), и в майкопе, где крайне низкокарбонатные глины, напротив, содержат MgO > 1,5%. Точно так же карбонатность миоценовых глинистых отложений убывает от чокрака к мзотису (см. фиг. 1), а количество MgO всюду одинаково высоко (см. фиг. 2). Это наводит на мысль, что MgO присутствует не в карбонатной форме, тем более что для MgCO₃ по расчетам не хватает CO₂.

Это положение подтверждается и распределением содержания MgO в бескар-

продвижением с севера на юг умеренно-влажной зоны, что в условиях замкнутости морского бассейна обусловило некоторое распреснение, нарушение газообмена и возникновение сероводородного заражения.

По-видимому, образование глинистых толщ майкопа происходило в весьма глубоководных условиях, где влияние сероводородного заражения усугубило отрицательное воздействие опреснения и низкой температуры на седиментационное образование кальцита. О подавленном седиментационном образовании кальцита свидетельствует также и возрастание магнезия в солянокислой и водной вытяжках, а также появление в глинах центральных участков бассейна сидерита, что является прямым указанием диагенетического происхождения карбонатного материала.

В конце нижнего миоцена влажная зона отступает к северу, а ее место частично занимает северная часть теплой аридной зоны, влияние которой сказывается в резком увеличении накопления пелитоморфного карбонатного материала в глинистых осадках среднего миоцена.

В связи с увлажнением климата и усиливающимся распреснением мелководных относительно замкнутых верхнемиоценово-плиоценовых водоемов в осадках снижается содержание карбонатного материала, хотя и не так резко, как в отложениях обширных морских водоемов гумидной зоны.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРБОНАТОВ В ГЛИНАХ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

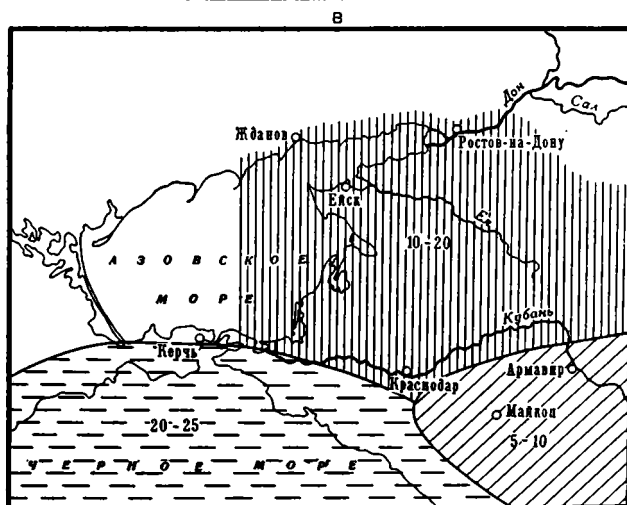
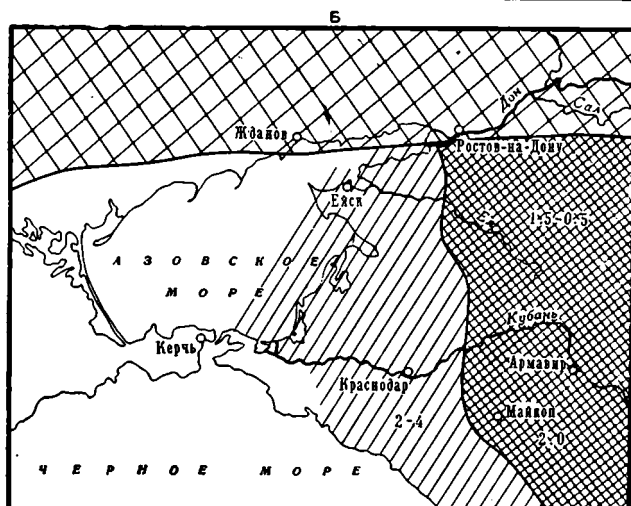
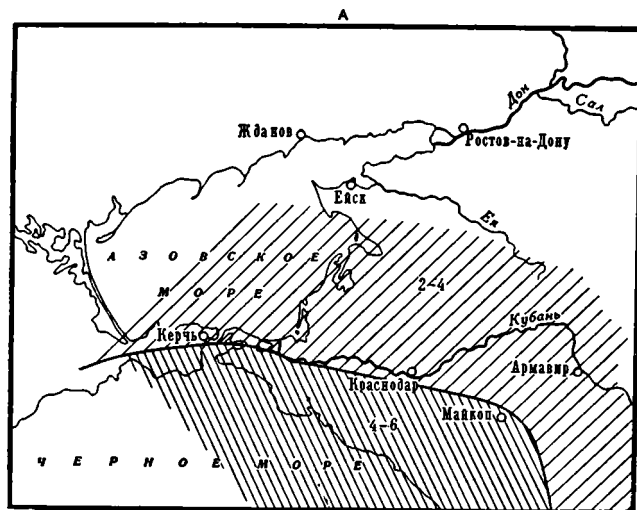
На картах-схемах (фиг. 3) нанесены зоны распространения глинистых пород с разным нерастворимым остатком и различной карбонатностью. Карты показывают, что колебания карбонатности в пределах глинистой части одновозрастных отложений в ряде случаев весьма значительны (до 10%), но обычно вполне закономерны. Например, в средней юре наибольшая карбонатность (4—6%) свойственна глинам южной, геосинклинальной части Азово-Кубанской впадины, по направлению к северу она уменьшается до 2—4%. Обратные изменения, естественно, происходят с величиной нерастворимого остатка (см. фиг. 3, А).

Нижнемеловые глинистые отложения обладают несколько меньшей карбонатностью, которая также возрастает (от 1 до 4%) к югу и юго-западу, т. е. по направлению к Северо-Кавказской геосинклинали.

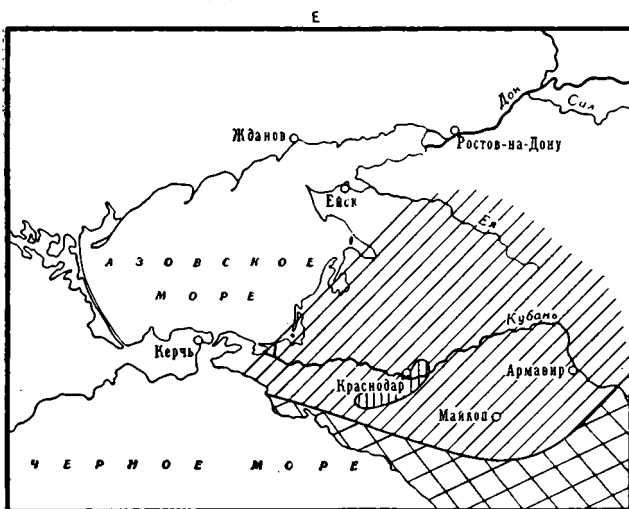
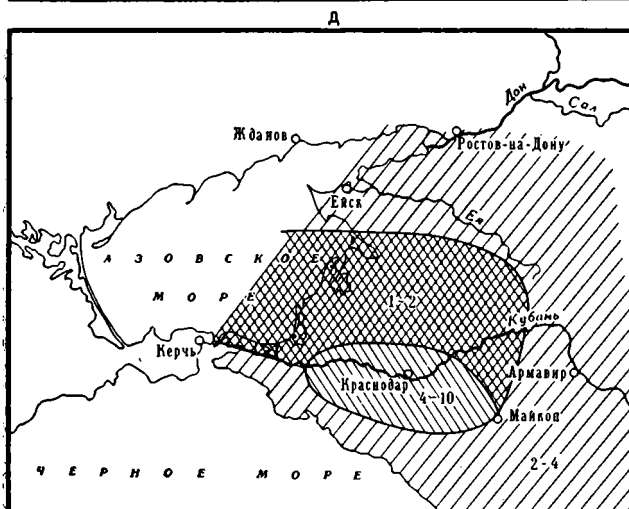
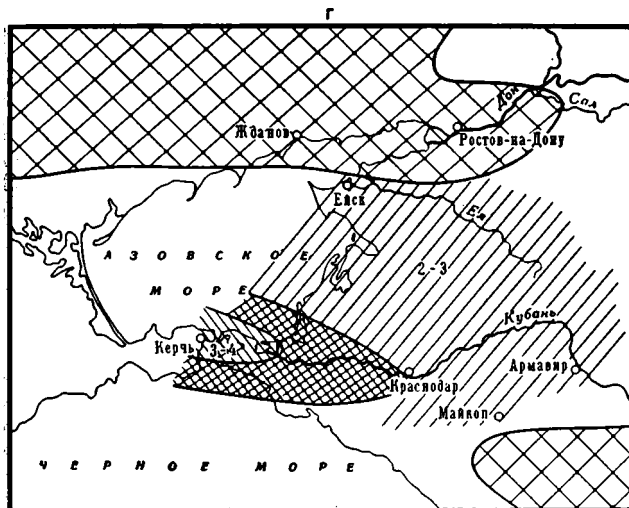
Весьма резко колеблется карбонатность и нерастворимый остаток верхнемеловых глин, причем наибольшая величина первой (20—25%) и соответственно наименьшая второго (50—60%) свойственны породам, также образовавшимся в пределах геосинклинальных флишевых прогибов. К северу и особенно к востоку в пределах платформы содержание карбонатного материала в глинах снижается до 5%.

В палеогене карбонатность глин резко снижается, и величина ее изменяется по площади несколько иначе, чем в мезозое. В палеогене, например, наиболее карбонатные глины (3—4%) отлагались только в западной части Анапского флишевого прогиба. К востоку и северу от него карбонатность снижается до 2—3% в платформенной зоне и до 1% в Афипском флишевом бассейне. В нижней части эоцена наблюдается аналогичная картина, а в средней и верхней — максимум накопления рассеянного карбонатного материала (4—10%) смещается к востоку. На Адыгейском выступе и в Восточно-Кубанском прогибе карбонатность глин снижается до 2—4%, а в пределах Ейско-Березанского поднятия — до 1—2%, указывая на то, что наибольшее карбонатообразование происходило в юго-западной части бассейна.

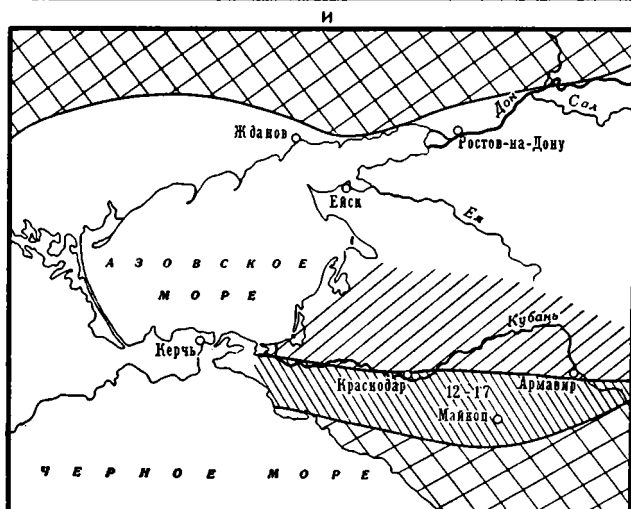
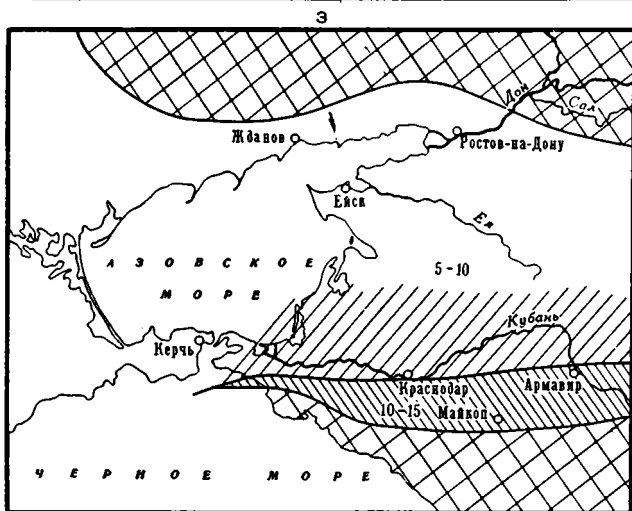
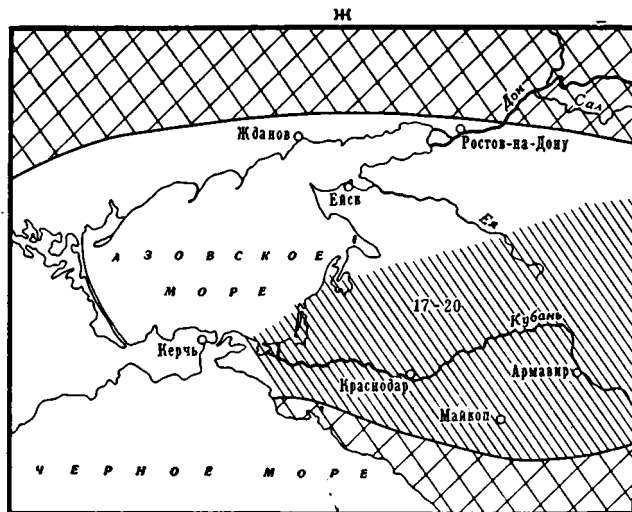
Майкопские отложения повсеместно очень слабо карбонатны, хотя растворимая в HCl часть их достигает порой 20%. В отличие от них



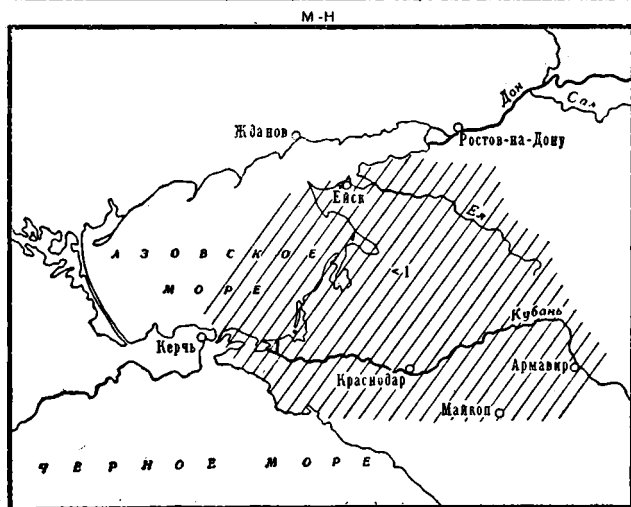
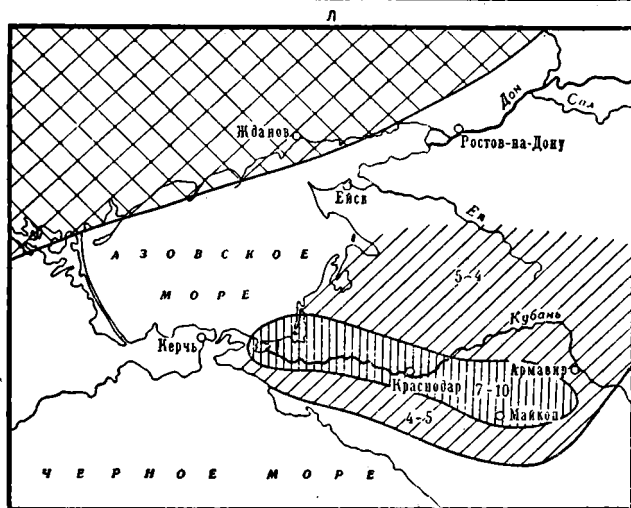
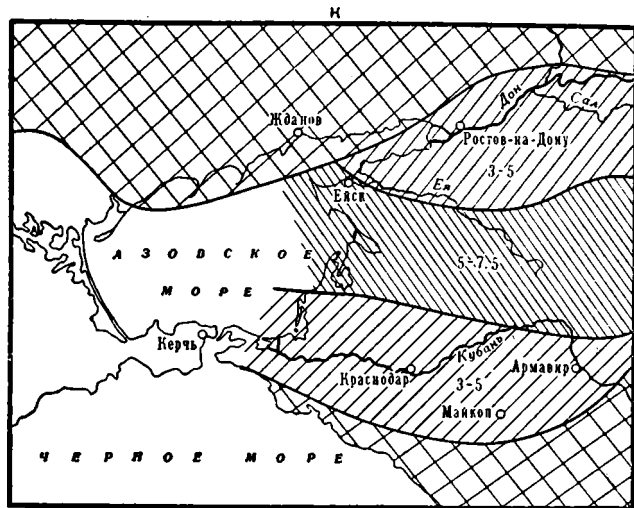
Фиг. 3, А—В



Фиг. 3, Г—Е

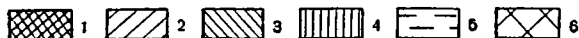


Фиг. 3, Ж—И



Фиг. 3. Схематические карты карбонатности глинистых мезо-кайнозойских отложений

Отложения: А — юрские, Б — нижнемеловые, В — верхнемеловые, Г — палеоценовые, Д — эоценовые, Е — майкопские, Ж — чокракские, З — карагайские, И — сарматские, К — мзотические, Л — понтические, М — Н — киммерийские. Количество нерастворимого остатка (%): 1 — 90—95, 2 — 80—90, 3 — 70—80, 4 — 60—70, 5 — 50—60; 6 — область суши. Цифры обозначают величину карбонатности (%)



чокракские глины на всей площади обладают высокой (17—20%) стабильной карбонатностью, которая сохраняется в вышележащих караганских и сарматских отложениях только в южной части Азово-Кубанской впадины, включающей южную часть Западно-Кубанского передового прогиба, Адыгейский выступ и часть Восточно-Кубанского прогиба. К северу содержание карбонатного материала снижается до 5—10% (с 10—17%), а величина нерастворимого остатка возрастает до 80—90%. В мэотисе и понте центр карбонатонакопления (5—10%) сдвигается к северу и располагается в центральной и северной частях Азово-Кубанской впадины. В ее платформенной части и южной части краевого прогиба карбонатность пород снижается до 3—5%, а содержание нерастворимого остатка возрастает с 70—80 до 90—80%. Для верхнеплиоценовых глинистых отложений всюду характерно низкое содержание карбонатного материала (1%) и довольно высокая величина нерастворимого остатка.

Таким образом, почти на протяжении всего мезо-кайнозоя максимум рассеянного карбонатного материала тяготел территориально к южной части Азово-Кубанской впадины и к Кавказской геосинклинали, что, по всей вероятности, в значительной мере является следствием более теплого и засушливого климата на юге, более активного вноса взвешенного и растворенного карбонатного материала с южной суши, а терригенно-обломочного материала — с северной и восточной (см. фиг. 3, Б и В).

Изменения карбонатности глинистых пород как бы следуют за перемещением границы климатических зон: в верхнеюрскую эпоху аридная зона охватывала все Предкавказье, и этому времени соответствует интенсивное карбонатно- и сульфатообразование. В нижнемеловое время граница отступает далеко к югу, и западная часть Кавказа находится в умеренно-влажной зоне — одновременно уменьшается количество карбонатного материала в глинах (см. фиг. 3, В). Новому продвижению аридной зоны к северу, захватывающему значительную часть Кавказа, соответствует возрастание CaCO_3 в верхнемеловых глинах (см. фиг. 3, В). В палеогене аридная зона снова отступает к югу, и Кавказ целиком входит в умеренно-влажную зону, следствием чего является низкая карбонатность большей части палеогеновых глин (см. фиг. 3, Г). В миоцене Кавказ полностью расположен в аридной зоне, которая захватывает и южную часть Предкавказья, в результате — значительное количество карбонатов в глинах (см. фиг. 3, Ж — К). Максимум «аридности» соответствует, очевидно, чокракскому времени с более или менее равномерным распределением карбонатов по площади. С карагана начинается постепенное отступление аридной зоны к югу, усиление вноса пресных вод с северной суши и образование устойчивого максимума образования карбонатов на юге. В мэотисе и плиоцене аридная зона отступает далеко к югу, и хотя южная суша и продолжает еще поставлять относительно большее количество карбонатного материала, чем северная, разница постепенно нивелируется; накопление хемогенного, взвешенного и биогенного кальцита в сравнительно небольшом объеме происходит в основном в наиболее глубоководных участках бассейна — центральной части Западно-Кубанского прогиба.

Как указывает Н. М. Страхов, влияние диагенеза на образование карбонатов проявляется в водоемах лишь в условиях подавленного седиментогенеза карбонатов, в противном случае диагенетический карбонат невозможно отличить от седиментационного. Примером таких отложений, по-видимому, могут служить в данном разрезе только майкопские глины. Отсутствие в них седиментационного и диагенетического кальцита при наличии FeCO_3 и MgCO_3 указывает на большое содержа-

ние CO_2 в иловых водах и интенсивную редукцию сульфатов, возможную только при большом содержании органического вещества.

Возможно, что небольшое количество MgCO_3 в среднемиоценовых глинах также является следствием диагенетических процессов, связанных с преобразованием большого количества органического вещества.

Таким образом, изучение карбонатности глинистых отложений мелового и третичного разреза показало следующее.

1. Накопление их происходило в бассейнах различных климатических зон: среднеюрских, меловых и палеогеновых — в пределах умеренно-влажной зоны, среднемиоценовых — в аридной, верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых — на границе зон, но с большим влиянием умеренно-влажной зоны.

2. Температура водной массы бассейнов седиментации испытывала значительные колебания; она была относительно высокой в средне- и верхнеюрское время, верхнемеловое, верхнеэоценовое и среднемиоценовое время, и значительно более низкой в нижнемеловое, палеоцен-среднеэоценовое, олигоценовое и нижнеплиоценовое время.

3. На всем изученном отрезке времени южная часть Западного Предкавказья испытывала значительно большее влияние аридного и теплого климата, чем северная.

4. Наиболее четко диагенетическое образование и перераспределение карбонатов проявляется в майкопских и миоценовых отложениях, где под влиянием преобразования большого количества органического вещества и интенсивной редукции сульфатов образуется некоторое количество диагенетических карбонатов магния и железа. Последнее указывает на интенсивное выделение CO_2 при брожении органического вещества, препятствующее выделению в твердой фазе CaCO_3 .

5. Изменение карбонатности глин отражает крупные этапы развития Западного Предкавказья — среднеюрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеоцен-эоценовый, олигоценовый, среднемиоценовый и верхнемиоценово-плиоценовый, что свидетельствует о значительной роли геотектонических факторов в изменении климатических условий.

6. На протяжении всего мезо-кайнозоя в глинистых осадках происходило накопление и образование главным образом карбонатов кальция; MgCO_3 в породах присутствует в малом количестве в олигоценовых и миоценовых, а FeCO_3 обнаружен только в зонах развития сплошных мощных глинистых толщ майкопа. Источником магния и железа солянокислой вытяжки в основном являются силикатные минералы пелитовой части.

7. В 10%-ный солянокислый раствор при кипячении переходит от 50 до 2% веса глинистых пород, и, хотя при экстракции извлекается много некарбонатного материала, колебания величины растворимой части имеют такую же направленность, как и изменение карбонатности породы. Это позволяет рекомендовать использовать величину нерастворимого остатка, при введении соответствующих поправочных коэффициентов, как показатель изменения карбонатности пород.

8. Характерно, что наряду с увеличением карбонатности с севера на юг одновременно происходит и снижение содержания обломочной примеси в глинах почти всего разреза, за исключением самых верхов его (караган — лонт).

Начиная с карагана, зона наиболее тонкозернистых и карбонатных глинистых пород перемещается несколько к северу — в центральную часть Западно-Кубанского прогиба. Такое сочетание вполне естественно и указывает на наличие участков относительно глубоких и спокойных.

УДК 550.40

**О ГИПОТЕЗАХ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ РАССОЛОВ
ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗА СЧЕТ УДАЛЕНИЯ
ИЗ РАСТВОРОВ МОЛЕКУЛ ВОДЫ****Л. Н. КАПЧЕНКО**

В различное время разными исследователями было предложено несколько гипотез о концентрировании глубинных рассолов стратисферы в результате процессов удаления из растворов молекул растворителя — воды, как-то: путем подземного испарения, гидратации минералов, разложения молекул воды на водород и кислород под влиянием α -излучения и т. п. Концентрирующее влияние этих процессов на подземные воды вообще в какой-то степени имеет место, но по отношению к глубинным рассолам осадочной оболочки оно явно преувеличивается, что и будет показано далее.

1. ГИПОТЕЗА ПОДЗЕМНОГО ИСПАРЕНИЯ

Эта гипотеза была предложена в первой четверти нашего столетия Уошборном (Washburne, 1915, 1921), а затем Миллсом и Уэллсом (Mills, Wells, 1919), после того как в Пенсильвании, Огайо, Вирджинии и в других нефтеносных областях США в угленосных и пресноводных отложениях были обнаружены крепкие рассолы вне видимой связи с галогенными фациями. В какой-то степени эту идею разделяли В. И. Вернадский (1960) и В. А. Сулин (1948). В последнее время гипотезу подземного испарения поддерживают М. Е. Альтовский (1959, 1962), И. К. Илларионов (1959) и А. Курбанмурадов (1963). Последние главными доказательствами подземного испарения считают: а) наличие водяных паров в газовых шапках нефтяных и газовых месторождений; б) повышенное содержание тяжелой воды в глубинных рассолах, которое авторы связывают только с испарением; в) наличие скоплений водяных паров в недрах вулканических районов.

М. Е. Альтовский предполагает, что подземное испарение интенсивно развивается при складчатых и раздвиговых дислокациях, заполняемых вторичными минералами.

Подземное испарение М. Е. Альтовский трактует как процесс миграции молекул (паров) воды снизу вверх, в сторону падения температур и давлений, по контактам жидкой и твердой фаз. Однако ни теоретически, ни экспериментально такой процесс не доказан, и вряд ли он возможен в силу того, что на границе раздела твердой и жидкой фаз молекулы воды особенно прочно связаны с поверхностью твердого тела (физически связанная вода), и чтобы преодолеть эти силы сцепления, нужны огромные напряжения, значительно более высокие, чем гидростатические давления и давления водяного пара в глубоких зонах стратисферы.

Поэтому вполне можно согласиться с мнением А. С. Балашова и М. П. Толстого (1962), что никакое испарение через водную (водонасыщенную) преграду немыслимо.

Трудно согласиться также с положением М. Е. Альтовского о том, что всякая подземная вода представляет собой двухфазную систему: жидкость + газ. Справедливо, что в подземной воде есть газы, но они растворены так же, как растворены и твердые соли.

Подземные воды, как и всякие природные воды, представляют собой сложный однофазный гомогенный раствор. Двухфазная система жидкость + газ возникает эпизодически в момент выделения из воды газа при снятии давления, что бывает только в областях разгрузки и при скоплениях углеводородов.

Водяные пары действительно присутствуют в скоплениях горючих газов, но объем, занимаемый газовыми (и нефтяными) скоплениями, по отношению к общему объему рассолов настолько мал, что ставить в зависимость накопление солей в водах от аккумуляции газов в залежи немыслимо.

При механическом разрушении газовых залежей небольшая часть водяных паров действительно уходит из недр в атмосферу. Вероятно, в связи с этим М. Е. Альтовский (1962) пишет: «Поскольку водяные пары мигрируют с природными газами, то для отвода первых служат те же пути, что и для дегазации стратисферы». Пары, уходящие вместе со свободными газами, — это капля в море глубинных рассолов и практически влияния на концентрирование рассолов они не оказывают. Газы и пары воды, выделяющиеся из глубинных рассолов в зонах разгрузки, концентрируют лишь ту часть рассолов, которая в конце концов удаляется из недр на поверхность и в дальнейшем в концентрировании глубинных рассолов участия не принимает.

В большинстве случаев минерализация контактирующей с газовыми скоплениями контурной пластовой воды (за редкими исключениями) не повышается по сравнению с более далеко отстоящими водами, что свидетельствует о весьма и весьма слабом эффекте подземного испарения.

Что касается тяжелой воды, то при современном ограниченном количестве фактических данных нельзя категорически утверждать, что ее содержание увеличивается только в результате испарения. В. И. Вернадский определенную роль в концентрировании тяжелой воды отводил процессам гравитации. Некоторое значение в обогащении вод тяжелыми изотопами имеют глубинные магматические и термометаморфические процессы, а также процессы сорбции воды и дегидратации минералов.

Термальные воды современных вулканических районов, как правило, содержат повышенные количества тяжелой воды. Что касается наличия водяных паров в скважинах и источниках, то они обнаруживаются весьма редко и в основном в областях активного вулканизма или в областях, прилегающих к ним на малых глубинах (до 100—200 м).

С глубиной возрастает гидростатическое давление, которое значительно повышает точку кипения воды. При 90 ат (глубина ~900 м) она равна 302,1°, а температура на этой глубине составляет 36—40° (при нормальном градиенте). Даже на весьма больших глубинах, измеряемых десятками километров, при температуре в несколько сот градусов Д. С. Коржинский (1962) наиболее вероятным считает надкритическое «жидкообразное», а не парообразное состояние воды.

Сторонники гипотезы подземного испарения отрицают гипотезу морских седиментационных вод и за исходный тип воды принимают пресные гидрокарбонатно-натриево-кальциевые воды с ничтожным (обычно

<0,1 г/л) содержанием хлора. Для возникновения хлоридного рассола с минерализацией ~300 г/л и содержанием хлора около 200 г/л путем испарения нужно сконцентрировать исходную воды в 2000 раз. Следовательно, в глубоких недрах 2000 раз должен произойти водообмен, иными словами, в глубокие недра должен проникнуть и испариться объем воды в 2000 раз больший, чем суммарный объем порового пространства рассолосодержащих коллекторов.

Это находится в явном противоречии не только с выводами большинства исследователей о застойности глубинных вод, но даже противоречит рассчитанным скоростям их движения.

Исходя из расчетов А. И. Силина-Бекчурина (1959), за весь палеозой и мезо-кайнозой (500 млн. лет) глубинные рассолы могли продвинуться лишь на 5—500 км (исходя из скорости 0,001—0,01 см/год).

По М. А. Гатальскому (1954), за 500 млн. лет водообмен в недрах Русской платформы должен был произойти несколько десятков — сотен раз (скорость 1—5 м/год). Так как хлориды натрия в составе пресных вод составляют обычно не более 10—20%-экв, то при испарении их до стадии рассола в 300 г/л выделится в 5—10 раз больше сульфатно-карбонатных кальциевых солей, чем останется в растворе хлористого натрия, а именно: $300 \times 5 \div 10 = 1500 \div 3000$ г из литра.

Учитывая, что удельный вес выпадающих минералов (CaCO_3 , CaSO_4 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) составляет 2,3—2,9 г/см³ или 2300—2900 г/дм³ (г/л), приходим к выводу, что в соответствии с гипотезой подземного испарения все трещины, поры и пустоты водосодержащих коллекторов наполовину или целиком должны быть заполнены гипсом, ангидритом и кальцитом (учитывая действие сульфатредуцирующих бактерий, вероятно, в основном одним кальцитом с примесью доломита), а пористость их снижена до нескольких процентов.

В действительности же рассолоносные горизонты во многих случаях представляют собой слабосцементированные песчаники с пористостью до 15—20% и более с незначительным содержанием аутигенных минералов.

Выпадение эпигенетического кальцита сопровождается выделением в раствор углекислоты:



которая составляет по весу примерно 25% от $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Отсюда видно, что заполнение пор кальцитом при превращении пресной воды в рассол с концентрацией 300 г/л сопровождалось бы выделением сотен граммов на литр углекислоты. Даже если предположить, что большая часть CO_2 уходила вместе с паром, так или иначе все рассолоносные горизонты оказались бы не только насыщенными растворенной углекислотой, но и образовались бы повсеместно месторождения углекислых или углекисло-углеводородных газов в пределах всех платформ, чего нет в действительности.

В случае справедливости гипотезы подземного испарения состав глубинных рассолов должен был бы быть гидрокарбонатно-хлоридным, натриевым ($\text{Na} > \text{Cl}$), подобно глубоким инфильтрационным водам зоны интенсивного и замедленного водообмена, где преобладают гидрокарбонатно-натриевые и сульфатно-натриевые типы вод, по В. А. Сулину. «Хлоркальциевый» и «хлормagneзиевый» типы воды за счет подземного испарения из пресных вод сульфатно-натриевого и гидрокарбонатно-натриевого типов (по Сулину) получить очень трудно.

Гипотеза подземного испарения также не в состоянии объяснить появление высоких концентраций микроэлементов (Br, J, B, Sr, Ba

и др.) в глубинных рассолах. Например, отношение $\text{Sr} : \text{Br}$ в пресных водах составляет $n \cdot 1000$, а в глубинных рассолах от 300—200 до 100—50. Подобно бромю ведут себя и другие элементы. Их концентрации в глубинных рассолах в сотни раз выше тех, которые могли бы возникнуть за счет подземного испарения при сгущении пресных вод.

В этом отношении сравнительно меньше возражений встречает гипотеза подземного испарения нормально-морских погребенных вод, за счет которых возникают глубинные рассолы. Однако эта гипотеза не лишена других недостатков. Она обязательным условием ставит непрерывный приток пресных инфильтрационных вод на весьма большие глубины, и, следовательно, неизбежно первоначальное разбавление морских погребенных вод, и только после нескольких циклов водообмена минерализация глубинных вод вновь поднимается до уровня нормально-морской.

Итак, гипотеза подземного испарения глубинных вод в настоящее время противоречит многим фактам, не увязана с геологическим развитием артезианских бассейнов и должна быть отброшена.

Некоторую роль процессы подземного испарения в концентрировании подземных вод могут играть в областях с резко повышенным геотермическим градиентом, в основном в современных вулканических районах.

Относительно разбираемой гипотезы следует согласиться с выводом Е. В. Посохова (1961), который пишет: «Современные защитники этой гипотезы (подземного испарения.—Л. К.) не внесли ничего нового в сложную проблему формирования глубинных рассолов».

2. АДСОРБЦИОННОЕ ПОГЛОЩЕНИЕ ВОДЫ ГЛИНИСТЫМИ ЧАСТИЦАМИ И ГИДРАТАЦИЯ И РЕГИДРАТАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Максимальное количество физически связанной воды глинистые осадки содержат в момент оседания на дно бассейна и в первые моменты существования илов.

В этот период, надо полагать, все глинистые минералы предельно насыщаются также кристаллизационной и конституционной водами. О поглощении молекул воды глинистыми минералами на стадии ила свидетельствует, вероятно, повышение минерализации иловой воды в 1—1,4 раза по сравнению с нормально-морской наддонной водой при углублении в толщу ила на 1—10 м (Шишкина, 1961; Тагеева, Тихомирова, Корунцова, 1961). Это объясняется тем, что захороняющаяся вместе с осадками органика под действием биохимических процессов разлагается с образованием на первых стадиях углекислоты (и азота), в меньшей степени — углеводов. Углекислота, растворяясь в поровых водах осадков, разлагает полевые шпаты, пироксены, биотит и другие минералы с образованием глинистых и слюдинистых минералов, гидратация которых и адсорбционное поглощение ими воды и приводят к некоторому концентрированию поровой воды. Однако надо учитывать, что параллельно идет и другой процесс: выделение и синтез молекул воды при разложении органического вещества. Это несколько ослабляет концентрирующую роль биогенных процессов.

По мере погружения илов при прогрессирующем осадконакоплении вода из них постепенно отжимается. Это продолжается в стадиях диагенеза, эпигенеза (катагенеза), а затем и метаморфизма.

Генерация углекислоты ослабляется и сменяется образованием преимущественно углеводов, разложение полевых шпатов сильно

замедляется и сменяется их регенерацией, а следовательно, практически прекращается концентрирование поровых вод. На поздних стадиях эпигенеза, когда отжимается уже прочно связанная слабо минерализованная вода (Крюков, 1960; Бабинец, 1960 и др.), происходят, наоборот, процессы разбавления подземных вод, усиливаемые процессами дегидратации при значительных геостатических и геодинамических давлениях. Отсюда видно, что предположение Н. В. Тагеевой (1955) о том, что глубинные рассолы образуются за счет концентрирования в процессе адсорбционного поглощения воды глинистыми частицами и гидратации минералов, сильно преувеличивает роль этих процессов; оно в свое время критиковалось И. К. Илларионовым и М. Е. Альтовским.

Том (Thom, 1928), Ю. В. Мухин (1962), Чини и др. предполагают, что глинистая порода, подобно губке, впитывает воды при снятии части нагрузки вышележащих пород за счет эрозии. Но процессы набухания глинистых осадков возможны лишь на стадиях диагенеза и раннего эпигенеза, пока глинистый осадок не утратил коллоидальных свойств и не подвергся процессам цементации и перекристаллизации.

Глинистые осадки многих районов еще до эрозии приобретают состояние литифицированных пород. Поэтому процессы набухания глинистых пород в природе возможны далеко не во всех случаях. Кроме того, учитывая весьма малую скорость процессов эрозии, тенденцию к уплотнению и литификации осадков даже при значительной постоянной (не прогрессирующей) нагрузке в геологическом времени, вряд ли можно предположить, что процессы набухания в количественном отношении могут принять ощутимые масштабы (за исключением очень редких случаев).

При процессах набухания в поры глинистых осадков поступает преимущественно рыхло связанная вода, а следовательно, и растворенные в ней соли. Осмотические процессы, сопровождающие набухание глин, в общем уравнивают концентрации, ибо осмотическое давление растворителя направлено в сторону большей концентрации раствора.

Если бы глины при разуплотнении действительно избирательно поглощали бы только молекулы воды, то повсеместно неизбежно наблюдалась бы обратная зональность, так как самые верхние горизонты глин разуплотнены в большей степени, чем более глубокие части разреза.

Опыты по отжиманию горных растворов из глинистых осадков разных стадий литогенеза, проведенные П. А. Крюковым (1960), З. А. Арсланбековой, П. А. Крюковым (1962), Н. Н. Затенацкой (1961), О. В. Шишкиной (1961), А. И. Бабинцем (1960), А. Н. Козиным и К. И. Мжачихом (1958), Г. М. Сухаревым и С. Т. Крумбольдтом (1962), В. Д. Ломтадзе (1959) и др., показали, что по степени минерализации горные растворы примерно одинаковы со свободными водами горизонтов, контактирующих с исследуемыми глинами. Следовательно, при процессах уплотнения — разуплотнения существенного изменения концентрации (и состава) вод не происходит.

3. ВЫМОРАЖИВАНИЕ КАК ФАКТОР КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД

В результате замерзания воды концентрация солей в твердой фазе уменьшается, а в остаточной жидкой фазе увеличивается. В Антарктике в полумиле от берега моря в трещинах мраморов, заполненных льдом, на глубине около 17 м был обнаружен рассол следующего состава: Cl 137 г/кг; Mg 14,4 г/кг; Ca 27,2 г/кг (Ball, Nichols, 1960).

Содержание хлора в этом рассоле в 7 раз больше, чем в нормальной морской воде. Возможно, это связано с вымораживанием растворителя.

Пока трудно оценить роль этого природного процесса в концентрировании глубинных рассолов, ибо на глубинах их распространения за редкими исключениями (многолетняя мерзлота) господствуют положительные температуры.

4. РАДИОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ РАЗЛОЖЕНИЯ МОЛЕКУЛ ВОДЫ

Под действием α -излучения молекула воды разлагается на водород и кислород. На эту возможность радиохимического разложения воды указывали еще в 30-х годах В. И. Вернадский и В. А. Соколов. Последний связывал с процессом радиоактивного разложения воды и образованием водорода гидрогенизацию органического вещества и образование нефти в природе. Однако и в настоящее время трудно не оценить действительную роль этих процессов в концентрировании глубинных вод.

Активными α -излучателями являются радиоактивные элементы, поэтому следовало бы ожидать максимальные концентрации глубинных застойных вод в зонах радиоактивных аномалий с повышенным содержанием гелия в составе растворенного и свободного газа.

Связь подобного рода не установлена. Намечается лишь незначительное обогащение глубинных рассолов радием наряду с другими щелочноземельными элементами (Ca, Mg, Sr, Ba), но общая концентрация радия измеряется тысячными и миллионными долями микрограммов в литре.

Концентрации урана и тория в глубинных водах относительно понижены. По-видимому, влияние α -излучения практически не отражается на концентрации глубинных рассолов.

Из этого краткого критического разбора гипотез концентрирования глубинных рассолов за счет подземного удаления из раствора молекул воды видна их полная несостоятельность.

При современном состоянии наших знаний фактический материал позволяет вслед за И. К. Зайцевым (1962) и М. Г. Валяшко (1963) сделать следующий вывод: формирование крепких глубинных рассолов стратисферы связано с наземным испарением морской воды, образованием бассейнов повышенной солености и солеродных, захоронением вместе с галогенными осадками седиментационных маточных рассолов, гравитационным опусканием последних через среду менее минерализованных вод, их меж- и внутрисолевым перемещением в процессе уплотнения и литификации осадков и преобразованием их состава при взаимодействии с окружающей средой. Проникновение из глубоких магматических очагов хлоридных растворов в осадочную оболочку может происходить, но, как правило, лишь в складчатых областях, и их концентрация в среднем не может быть выше 50—70 г/л. Поэтому следует считать в ряде случаев не только с их концентрирующим, но и разубоживающим влиянием на глубинные рассолы стратисферы.

В заключение надеемся, что этот обзор сможет помочь целенаправленной разработке единой теории образования глубоких вод осадочной оболочки и избавит гидрогеологию от ложных решений данной проблемы. Дискуссия по проблеме генезиса глубоких соленых вод также будет весьма полезной.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтовский М. Е. Основные проблемы формирования подземных вод. Тр. 2-го Узб. гидрогеол. совещ., Ташкент, 1959.
- Альтовский М. Е. Подземное испарение и его значение в формировании химического состава подземных вод. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 37, № 4, 1962.
- Арсланбекова З. А., Крюков П. А. Некоторые данные по составу горных растворов нефтяных месторождений Селли и Гаша. Тр. Ин-та геол. Даг. фил. АН СССР, т. 73, вып. 2, 1962.
- Бабинцев А. И. О роли поровых растворов в формировании подземных вод. Пробл. гидрогеол. Госгеолтехиздат, 1960.
- Балашов Л. С., Толстой М. П. Вопросы генезиса и формирования подземных вод в работах Г. Н. Каменского. Тр. ЛГГП, т. 40, 1962.
- Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. В сб. «Химия земной коры», т. 1. Изд. АН СССР, 1963.
- Вернадский В. И. История природных вод. Избр. соч., т. 4, кн. 2. Изд. АН СССР, 1960.
- Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. Гостоптехиздат, 1954.
- Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения подземных рассолов на территории СССР. Сб. статей по вопр. гидрогеол. и инж. геол. Изд. МГУ, 1962.
- Затенаякая Н. П. О связи химического состава подземных вод с составом поровых вод глинистых «водоупорных» пород. Докл. АН СССР, т. 138, № 4, 1961.
- Илларионов И. К. Формирование плотности подземных вод в зависимости от их изотопного состава и концентрации солей в растворах. Тр. ЛГГП, т. 16, 1959.
- Козин А. Н., Мжачих К. И. Исследование водных растворов коренных пород, полученных методом их опрессовывания при высоких давлениях. Тр. Гипровостокнефти, вып. 1, 1958.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.
- Крюков П. А. Об исследовании растворов, пропитывающих осадочные горные породы. Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат, 1960.
- Курбанмуратов А. Глубокие воды Юго-Западного Туркменистана и перспективы нефтегазоносности этого района по гидрогеологическим данным. Изд. АН ТуркмССР, 1963.
- Ломтадзе В. Д. Результаты исследований воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9, 1959.
- Мухин Ю. В. О гидрогеологической роли глинистых отложений. В сб. «Вопр. геохимии нефтегазов. обл.». ГОСИНТИ, 1962.
- Посохов Е. В. О гипотезе подземного испарения. Гидрохим. материалы т. 33, 1961.
- Силин-Бекчурин А. И. Движение глубоких подземных вод. В кн. «Геохим. методы поисков нефт. и газ. месторожд.». Гостоптехиздат, 1959.
- Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1948.
- Сухарев Г. М., Крumbольдт С. Т. К вопросу об условиях формирования подземных вод в Терско-Дагестанской нефтегазоносной области. Изв. Высш. учебн. завед. Нефть и газ, № 6, 1962.
- Татеева Н. В., Тихомирова М. М., Корунова В. В. Вода при диагенезе морских осадков. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изв. АН СССР, 1961.
- Татеева Н. В. Экспериментальные исследования по изучению происхождения пластовых хлоридных щелочноземельно-натриевых рассолов. В сб. «Вопр. изучения подз. вод и инж.-геол. процессов». Изд. АН СССР, 1955.
- Шишкина О. В. Типы вод, формирующихся в морских осадках в процессе диагенеза. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд. АН СССР, 1961.
- Ball D. G., Nichols R. L. Saline lakes and Drill-Hall Brines, Mc Murdo Sound, Antarctica. Bull. Geol. Soc. America, v. 71, No. 11, 1960.
- Mills R. V. A., Wells R. C. The Evaporation and Concentration of Waters, associated with Petroleum and Natural Gas. U. S. Geol. Surv. Bull., v. 693, 1919.
- Thom W. T. Synclinal Oil Occurrence and Regional Uplift. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 12, 1928.
- Washburne C. W. Chlorides in Oil-Field Waters. Trans. Amer. Inst. Min. Met. Engrs., v. 48, 1915.
- Washburne C. W. Oil-field brines. Trans. Amer. Inst. Min. Met. Engrs, v. 65, 1921.

УДК 551.351

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ФАЦИЙ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЯ

А. А. АКСЕНОВ

(Обзор работ Института океанологии АН СССР)

Начиная с 1945 г. в Институте океанологии АН СССР проводятся систематические исследования динамики и морфологии морских берегов. Результаты этих исследований опубликованы в многочисленных работах и обобщены в широко известной монографии В. П. Зенковича (1962).

В последние годы успешно развивается одно из направлений данного цикла исследований, имеющее задачей всестороннее изучение современных фаций прибрежной зоны моря. В предлагаемом кратком обзоре приводятся основные данные о вещественном составе прибрежных отложений и об обстановке их накопления. Статьи по этим вопросам помещены в Трудах Института океанологии, Океанографической комиссии АН СССР и в журнале «Океанология» за 1958—1964 гг.

Основной фактический материал был собран в экспедициях и при стационарных работах Института океанологии в различных районах прибрежной зоны морей СССР. Подробные сведения о результатах региональных исследований можно найти в специальной статье (Ионин, Каплин, Медведев, 1961), поэтому ограничимся лишь указанием на то, что колонки прибрежных отложений были получены в различных районах, существенно отличающихся по климатическим условиям и геологической обстановке.

1. ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ НЕКОТОРЫХ МОРЕЙ

Состав и строение прибрежных отложений изучены наиболее полно в Черном море. В 1955 г. в прибрежной зоне Таманского п-ова впервые получены колонки грубозернистых отложений с глубин до 30 м. Для этой цели была применена специальная вибропоршневая грунтовая трубка конструкции Е. И. Кудинова.

Результатам изучения прибрежных отложений Черного моря посвящены работы Е. Н. Невесского (1958а, 1958б, 1961а, 1961б, 1964). В работах 1958 г. приведены описания серии разрезов прибрежных отложений для района, прилегающего к Анапской пересыпи и Керченскому проливу. Оказалось, что в колонках, полученных с различных глубин, отчетливо прослеживается чередование слоев мелкозернистого однородного песка, грубозернистых осадков с галькой и крупными обломками раковин и типичного лагунного ила. Границы между разнородными слоями отчетливы и свидетельствуют о резкой смене режима накопления осадков во времени. По мере расширения района исследований все

более четко выявлялась закономерная пространственная изменчивость состава прибрежных отложений и смена типов осадка в разрезе.

В районе Каркинитского залива (Невесский, 1961а) была вскрыта своеобразная трансгрессивная толща, состоящая из нескольких разновозрастных генераций однотипных аккумулятивных форм. Каждой такой генерации соответствует сочетание полосы мелкозернистого песка, линзы пляжевых грубозернистых наносов и слоя лагунного ила. Аналогичная смена типов осадков была обнаружена и в Каламитском заливе.

Сопоставление разрезов и палеогеографических карт дало основание для вывода о ступенчатом строении трансгрессивной толщи прибрежных отложений обширного района. Было высказано предположение о неравномерном ходе послеледниковой трансгрессии в Черном море (Невесский, 1961б).

Вся толща прибрежных осадков, вскрытая вибропоршневой трубкой, расчленяется на четыре разновозрастных горизонта, каждый из которых содержит определенный комплекс фауны (Невесский, Невеская, 1961). Так, в обширном районе от западного Крыма до Анапы были выделены новоэвксинские, бугазские, каламитские и джеметинские отложения. При этом было установлено, что каждый из этих горизонтов занимает определенное положение, связанное с изменением уровня бассейна в ходе трансгрессии. Изменение уровня моря происходило неравномерно: в каждый из периодов, продолжительностью 2000—2500 лет, начальная стадия характеризовалась быстрым повышением уровня, а затем уровень повышался медленно. В этих условиях происходила активизация абразии, интенсивный рост аккумулятивных форм и смещение их в сторону берега. Так сформировалась толща прибрежных отложений, в которой грубозернистые отложения аккумулятивных форм подстилаются лагунным илом и перекрыты мелкозернистым песком, характерным для глубин 10—20 м.

В последней работе Е. Н. Невесского (1964) приведены некоторые данные о распределении абсолютных масс и процентного содержания основных компонентов осадка в изученных прибрежных толщах. По этим данным четко выявляется зависимость состава осадков от морфолого-динамической эволюции побережья. В распределении железа отчетливо заметна связь наибольших абсолютных масс с фациальной обстановкой лагун и отчлененных пересыпями заливов, причем в новоэвксинских лагунных илах определены максимальные содержания, что связано с диагенетическим стяжением железа. В распределении мощностей по разновозрастным горизонтам четко выявляются максимумы в зоне волновой аккумуляции, связанные с формированием пересыпей. Распределение S_{org} , так же как и железа, связано с изменениями обстановки накопления осадков. Четко прослеживается повышение содержания тяжелых минералов в хорошо отсортированных песках аккумулятивных форм. Таким образом, сложная эволюция побережья в ходе неравномерного повышения уровня моря отразилась в строении толщи осадков в форме чередования слоев резко различного состава.

Все данные Е. Н. Невесского свидетельствуют о длительном накоплении этой сложной прибрежной толщи в обширном районе, где положение береговой линии и характерных зон аккумуляции изменялось в широких пределах на протяжении голоцена.

Обширный материал по прибрежным отложениям Черного моря обобщен в работах М. Г. Барковской (1916а, 1916б). Исследуя поверхностные отложения пляжей и приурезовой зоны подводного склона, М. Г. Барковская выделила серию типов осадков по гранулометриче-

скому и вещественному составам. Выделены сложные терригенно-минералогические провинции, занимающие большие площади и связанные с разнообразными породами бассейна Черного моря. Для прибрежной зоны Крыма характерны простые терригенно-минералогические провинции, непосредственно питаемые обломочным материалом, сносимым с ограниченных участков суши. В зависимости от характера и скорости накопления обломочного материала выделено три типа берегов: берега с нулевой седиментацией, глыбовые навалы и пляжи (от валунных до песчаных). Для каждого типа приведены обобщенные данные по гранулометрическому и вещественному составам.

Выводы о закономерностях распределения терригенного материала в прибрежной зоне Черного моря сводятся к следующему (Барковская, 1961б): постепенная смена грубозернистых осадков тонкозернистыми наблюдается лишь в некоторых крупных заливах и в предустьевых районах. Глыбовые навалы большей частью сменяются бенчами и ниже по склону — песками и алевропелитовыми илами. Не менее характерны резкие переходы от крупнозернистых песков к глинистым илам, которые на больших глубинах замещаются разномзернистыми песками со значительным содержанием ракуши. В зависимости от рельефа шельфа и поступления обломочного материала с суши однотипные седиментационные зоны имеют разную ширину и протяженность. Существенное влияние на распределение осадков и их слоистость оказывают сезонные изменения в режиме волнения и в поступлении аллювия. Исследования М. Г. Барковской свидетельствуют о чрезвычайной сложности прибрежного осадкообразования и большом разнообразии типов осадков верхней зоны шельфа.

Прибрежные отложения Азовского моря изучены не так подробно, как Черного, но и в этом водоеме удалось проследить сложную структуру осадков, связанную с эволюцией береговой зоны. В работе Ю. А. Павлидиса (1961а) приведены данные о прибрежных отложениях южной части Азовского моря. Серия разрезов по северному побережью Таманского п-ова вскрыла маломощную песчано-ракушечную толщу, трансгрессивно залегающую на коренных глинах и суглинках. Мощность отложений возрастает по направлению к берегу, но не превышает 4,5 м; в некоторых районах осадки покрывают коренные глины слоем мощностью не более 1 м. Характерная особенность строения толщи — смена галечно-песчаного слоя горизонтом песчано-ракушечного хорошо отсортированного осадка. На глубине 7—10 м и на расстоянии 1,5—2 км от уреза прибрежные отложения сменяются ракушечным илом, покрывающим дно моря.

В работе Ф. А. Шербакова (1961) описаны разрезы прибрежных отложений северного и западного берегов Азовского моря. На аккумулятивных участках берега вскрываются древние генерации современных кос и пересыпей, образованные в начальный период трансгрессии моря. Современные косы и пересыпи надвинуты на лагунные отложения, и в разрезе вскрывается смена илистых осадков песчано-ракушечными грубозернистыми наносами. Трансгрессивное строение толщи прибрежных отложений, ее малая мощность и ограниченная ширина свидетельствуют о том, что Азовское море существует в границах, близких к современным, не более 5—6 тыс. лет. Характерная особенность прибрежных осадков Азовского моря — очень высокое содержание ракуши, что связано с большой продуктивностью бентоса и частыми заморами, вызывающими массовую гибель моллюсков.

По прибрежным отложениям Балтийского, Японского, Охотского и Берингова морей опубликованные данные далеко недостаточны для

полной характеристики строения толщ, но некоторые важные их особенности удалось выявить.

В распределении прибрежных осадков Берингова моря наблюдается необычная смена преимущественно песчано-гравийного материала пляжей и верхней части подводного склона галькой и валунами на больших глубинах. С увеличением глубины галечно-валунные осадки сменяются алевритовым илом (Щербаков, 1959). Полоса гальки и валунов протягивается по всему побережью Анадырского залива. Такое укрупнение материала с глубиной Ф. А. Щербаков объясняет размывом моренных отложений, затопленных во время послеледниковой трансгрессии. По мере повышения уровня моря моренные накопления обрабатывались прибрежным волнением, и наиболее подвижные их компоненты (песок, гравий, мелкая галька) последовательно смещались к берегу, создавая пляжи аккумулятивных форм. Более крупные и менее подвижные частицы (галька и валуны) остались на месте и образовали своеобразную отмостку в виде широкой и сплошной полосы во внешней области береговой зоны.

На северном побережье Охотского моря в отличие от Берингова наблюдается постепенное уменьшение медианного размера в поверхностном слое наносов от берега в море. Наиболее характерные особенности строения толщи прибрежных отложений Охотского моря — полное отсутствие пелита даже на глубинах в несколько десятков метров и малая мощность грубозернистых осадков (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1964а, 1964б). Здесь существенное влияние оказывает характер мобилизации обломочного материала на суше. Суровый субполярный климат определяет значительное преобладание физического выветривания. Крупные обломки изверженных пород различного состава поступают в береговую зону почти не затронутые химическим выветриванием. Дробление и истирание глыб, валунов, щебня и гальки непосредственно в береговой зоне также почти не дает тонкого материала, так как значительную часть года море покрыто льдом. В связи с этим обширные пространства дна до глубин 40—50 м покрыты песчано-гравийными и галечными отложениями, вплоть до чистой гальки.

Не менее характерна и другая особенность строения толщи прибрежных отложений. В ряде районов четко выделяются два горизонта: верхний песчано-галечный с современной морской фауной и нижний — песчано-алевритовый с пресноводными диатомовыми, обильными растительными остатками и горизонтами торфа. Всестороннее исследование вещественного состава этих двух горизонтов позволило установить, что нижний сформировался при континентальном режиме, когда уровень моря был на 30 м ниже современного, а верхний образован в результате размыва континентальных отложений (и отчасти — поступления материала с суши) в ходе послеледниковой трансгрессии (Аксенов, Ионин, Щербаков, 1964б).

В Японском море изучены колонки прибрежных отложений из его южной части (Медведев, Долотов, Щербаков, 1961). На глубинах 10—15 м были вскрыты слои и линзы галечно-песчаных отложений, слагавших в прошлом надводные аккумулятивные формы. Эти реликтовые образования предшествующей стадии развития береговой зоны, когда уровень моря стоял ниже современного, сохранились неразмытыми. Данные по Японскому морю подтверждают общее положение о неравномерности послеледниковой трансгрессии.

Верхние горизонты прибрежной толщи Южного Приморья слагаются песчано-алевритовым материалом, причем отчетливо прослеживается зависимость состава осадка от морфологии берега и поступления аллю-

вия. В закрытых бухтах, куда поступает много аллювия, велики мощности прибрежных отложений и накапливаются преимущественно тонкозернистые и слабо отсортированные осадки. В открытых районах побережья темп осадконакопления меньше, осадки лучше отсортированы и более грубозернисты. В отличие от Охотского моря, в южном Приморье преобладают песчано-алевритовые прибрежные отложения, что связано с резкими различиями климатических условий этих районов.

В бассейне Японского моря, где климат теплый и влажный, химическое выветривание приводит к тому, что в береговую зону поступает преимущественно тонкозернистый материал. На различия прибрежного осадконакопления в дальневосточных морях, обусловленные климатической зональностью, обращает внимание в своей работе Ф. А. Щербаков (1964). Сравнивая прибрежные осадки Берингова, Охотского и Японского морей, он указывает, что климат бассейнов Охотского и Японского морей обуславливает столь сильные различия в характере мобилизации обломочного материала, что в однотипных по рельефу прилегающей суши заливах накапливаются осадки, резко различные по гранулометрическому и вещественному составам. Для Берингова моря наиболее существенным фактором оказывается недавнее покровное оледенение в бассейне, приведшее к накоплению моренных отложений в современной прибрежной зоне.

Опубликованные данные по прибрежным отложениям Балтийского моря относятся к побережью Польской Народной Республики. В двух работах (Павлидис, Болдырев, 1961; Павлидис, 1961б) приводятся материалы бурения и построенные по ним разрезы. В толще прибрежных отложений отчетливо выделяются два горизонта: верхний — морского генезиса и нижний — континентального. Верхний горизонт имеет мощность от 1 до 3 м, состоит из среднезернистого кварцевым песком с современной морской фауной и в нижней части содержит линзовидные прослои галечно-гравийного материала. Нижний горизонт, четко отделенный, несет явные признаки континентальной обстановки: в нем вскрыты слои озерного ила, имеется большое количество растительных остатков.

Сопоставление приведенных данных с известными работами Ван-Страатена и Вольдштедта по новейшей геологической истории Северного моря позволило установить, что повышение уровня Балтийского моря в атлантический период было весьма неравномерным. Результатом этого явилось захоронение под современными морскими осадками аллювиальных и озерных, а также надводных аккумулятивных форм, образованных при уровне моря на 20 м ниже современного.

Из приведенных материалов следует важный вывод о трансгрессивном характере толщ современных прибрежных отложений, что связано со всеобщим проявлением последледниковой трансгрессии Мирового океана (Невеский, Павлидис, 1963). Следует подчеркнуть, что особое значение имел скачкообразный характер повышения уровня, вследствие чего остались неразмытыми древние надводные аккумулятивные формы. Существенно также, что прибрежные отложения отличаются резкой изменчивостью состава и мощности на ограниченном пространстве.

2. ОСОБЕННОСТИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

Обстановка осадконакопления как часть характеристики фаций прибрежной зоны моря наиболее подробно описана в сводной работе В. В. Лонгинова (1963). Выделяя исследование процессов механического движения вещества в береговой зоне в самостоятельную научную

дисциплину — динамику береговой зоны, В. В. Лонгинов рассматривает закономерности движения водных масс и твердого вещества. Основными процессами в береговой зоне являются механическое движение вод, которое определяется энергией волнения, и неразрывно связанное с ним перемещение и преобразование обломочного материала, поступающего с суши и иногда со дна моря.

По характеру движений воды и перемещения твердых частиц (наносов) береговая зона разделяется на область подводного берегового склона, совпадающую с областью действия колебательной волны, и пляж, формирующийся под действием прибойного потока. Эти две области разделяются зоной разрушения волны, выше которой распространяется прибойный поток, а ниже — колебательная волна. На подводном склоне, начиная с глубины, равной одной трети длины волны, отчетливо проявляется внутренняя асимметрия волновых движений в придонном слое. Придонные скорости, направленные к берегу (прямые), больше скоростей обратных, что вызвано суммированием орбитальных скоростей с общей скоростью волнового переноса в направлении распространения волн. С уменьшением глубины деформация волны возрастает, растут абсолютные значения максимальных придонных скоростей и их положительная асимметрия. Вблизи зоны разрушения волны возрастание положительной асимметрии придонных скоростей прекращается в силу противодействия компенсационного оттока воды. Разрушение волны происходит на глубине, равной высоте волны, а на пляже распространяется прибойный поток. Последний характеризуется сменой прямого и обратного потоков заплеска, причем скорости прямого потока выше, чем обратного. Такова самая общая схема гидродинамического режима береговой зоны при подходе волн по нормали к берегу.

Если волны распространяются под острым углом к береговой линии, возникает составляющая придонной скорости, направленная также под углом, формируются разрывные течения, переносящие воду от берега по линии наибольшего уклона дна и, наконец, мощные вдольбереговые течения, охватывающие сплошным потоком толщу воды в зоне между разрушением волн и прибойным потоком. Не останавливаясь более подробно на характеристике гидродинамики береговой зоны, обратим внимание на следующее: в береговой зоне, если расширить это понятие и включить в него прибрежные лагуны, динамические свойства водной среды чрезвычайно разнообразны — от спокойной обстановки мелководных лагун до режима бурных потоков (вдольбереговые течения). Если прибавить к этому неизбежную изменчивость волнового режима во времени и стадийное развитие каждого шторма, то станет ясно, как сложна динамическая обстановка прибрежного осадкообразования.

3. ДВИЖЕНИЕ ЧАСТИЦ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ

Остановимся несколько подробнее на работах, посвященных исследованию движения частиц твердого вещества в береговой зоне. Этим вопросам посвящена третья часть упоминавшейся сводной работы В. В. Лонгинова (1963) и ряд частных работ (Волков, 1962, 1963; Волков, Ионин, 1962; Шуляк, 1961; Зенкович, Ионин, 1962).

Движения твердых частиц (наносов) под воздействием волнения и сопровождающих его течений, а также силы тяжести объединены В. В. Лонгиновым (1963) в понятие литодинамики береговой зоны. В процессе взаимодействия суши и моря в береговую зону поступают твердые частицы самой различной крупности, формы и удельного веса. Целесообразно разделить все твердые частицы на три группы. В одну

из них входят валуны, галька и гравий. Отличительная черта этой группы наносов береговой зоны — движение качением или волочением по дну. При характеристике их движения необходимо учитывать существенное действие силы тяжести, что обуславливает большие величины критических срывающих скоростей волнового потока и определяет накопление крупных наносов в зоне наибольших скоростей.

Вторая группа частиц имеет размеры от 0,05 до 1 мм и объединяет крупно-, средне- и мелкозернистые пески и крупный алеврит. Это наиболее широко распространенный вид наносов береговой зоны. Частицы этой группы движутся в волновом потоке различными способами от волочения по дну до взвешивания и перемещаются большими массами на значительные расстояния. Непосредственное действие силы тяжести на эти частицы очень мало, и они перемещаются в зависимости от гидродинамических условий. Частицы третьей группы, размером менее 0,05 мм, почти всегда выносятся за пределы береговой зоны и присутствуют лишь в отложениях изолированных бухт и лагун. Динамическая обстановка береговой зоны препятствует отложению частиц этой крупности.

Для оценки подвижности частиц в волновом потоке приняты две характеристики критических скоростей — несдвигающая (неразмывающая) и срывающая. Первая обозначает состояние, при котором частица приходит в колебательное движение без отрыва от дна. Срывающая скорость проводит частицу в поступательное движение, которое сопровождается массовым перемещением частиц данной крупности. Значения критических скоростей движения воды определены экспериментально и могут быть вычислены по простым формулам (Волков, 1962). Так, неразмывающая скорость для частиц от 0,2 до 3,0 мм изменяется от 8 до 30 см/сек. Срывающая скорость для частиц от 0,1 до 1,0 мм изменяется от 12 до 31 см/сек.

Специальные исследования перемещения гальки в береговой зоне позволили установить применимость для этого случая общей расчетной формулы (Волков, 1962), но выявили существенное влияние силы тяжести на движение частиц (Волков, Ионин, 1962; Зенкович, Ионин, 1962). Оказалось, что критические неразмывающие скорости для гальки размером от 2 до 10 см на дне малого уклона изменяются от 77 до 173 см/сек, при уклоне 0,20 величины скоростей уменьшаются в 1,2 раза, а при уклоне 0,35 — в 1,6 раза.

Упомянем об одной экспериментальной работе, в которой приведены данные о гидравлической крупности и критических скоростях для ракушки (Волков, 1963). Скорость падения в спокойной воде (гидравлическая крупность) изменяется относительно равномерно от 6 до 22 см/сек при возрастании размеров частиц ракушки от 0,5 до 50 мм. Неразмывающие критические скорости изменяются иначе: для частиц от 1 до 3 мм — 21 см/сек, для частиц от 3 до 15 мм скорость остается в пределах 15—16 см/сек и для целых створок размером 30—50 мм резко увеличивается до 32 см/сек. Эти данные демонстрируют значение формы частиц при движении их в волновом потоке.

Наиболее важным процессом в литодинамике береговой зоны является перемещение песчаных наносов. Пески наиболее широко распространены в современной береговой зоне, их массовые перемещения приводят к возникновению крупных накоплений большой мощности, песчаные наносы наиболее подвижны и способны перемещаться на большое расстояние за короткое время. Многочисленные экспериментальные исследования этого процесса в лотках и бассейнах решили лишь небольшое количество задач. Были определены критические ско-

рости (Волков, 1962; Лонгинов, 1963), установлены закономерности формирования песчаных рифелей (Шуляк, 1961), но для изучения реальных условий массового перемещения песка в природе необходима была новая методика.

В течение ряда лет сотрудники Института океанологии разработали новые методы и осуществили серию наблюдений в природе. Для этой цели была построена подвесная канатная дорога, с которой измерения выполнялись во время шторма, и применен метод окрашивания индикаторного песка специальными люминесцентными красителями — люминофорами (Медведев, Айбулатов, 1958).

Метод изучения перемещения песка с помощью люминофоров подробно описан в работах Н. А. Айбулатова (1961, 1964) и состоит в следующем. В районе, где проводится эксперимент, отбирается песок и окрашивается люминофором. Краситель наносится на песчаные частицы очень тонким слоем, не изменяющим гидравлических свойств частиц. В зависимости от задач эксперимента можно изменять устойчивость окрашивания таким образом, чтобы краситель удерживался на поверхности частиц от нескольких суток до нескольких месяцев.

Окрашенный песок загружается в намеченные точки береговой зоны, и после каждого шторма отбирают пробы в районе, прилегающем к точке выброса. Затем определяют количество окрашенных частиц в каждой пробе с помощью люминоскопа и наносят на карту результаты этих определений. Таким образом выясняют направления движения песка и скорость его перемещения.

Полученные результаты сводятся к следующим положениям. Основная масса песчаных наносов перемещается во время шторма во взвешенном состоянии. Наиболее сильное взмучивание происходит в зонах частичного или полного разрушения волн — на гребнях подводных валов и непосредственно у уреза воды. Насыщенная взвесью вода переносит большие массы песка вдоль берега мощными продольными (вдольбереговыми) течениями, имеющими характер русловых потоков. Скорость перемещения песка достигает 0,7 от скорости вдольберегового течения. Песчаные наносы, вовлеченные во вдольбереговое перемещение, обходят различные препятствия в виде выступающих в море мысов и глубоких промоин и проходят за один продолжительный шторм расстояния в десятки километров.

В монографии В. В. Лонгинова (1963) приведен подробный анализ движения песчаных наносов на всем пространстве береговой зоны. На подводном склоне, где действует колебательная волна, песок движется в придонном слое, совершая колебания, соответствующие пульсирующему переносу воды. Вследствие того, что прямые (направленные к берегу) придонные скорости движения воды больше обратных, движущийся слой песка испытывает медленное перемещение к берегу. По мере приближения к зоне разрушения волны скорость направленного перемещения песка вначале возрастает, затем уменьшается и вблизи зоны разрушения перемещение прекращается. В зоне разрушения песок переходит во взвешенное состояние и подхватывается прибойным потоком. Если волны подходят под острым углом к берегу, взвешенный песок переносится вдольбереговым течением. В том случае, когда в береговой зоне имеются подводные валы, возникает несколько обособленных областей переноса песка, вытянутых вдоль берега.

Сложность и изменчивость обстановки накопления прибрежных отложений непосредственно проявляется в текстуре осадков. Так, в зоне песчано-ракушечных подводных валов слой осадка мощностью до 3 м имеет ритмическое строение. Отчетливо выделяются горизонты, в кото-

рых снизу вверх уменьшаются медианные размеры частиц и улучшается сортировка (Шурко, 1961). Таких горизонтов насчитывается несколько, и в каждом закономерное изменение гранулометрических характеристик связано с действием наиболее сильных штормов. В фазу усиления и стабильного режима шторма происходит размыв, и вся относительно мелкозернистая часть осадка переходит во взвесь. На дне остается наиболее крупный материал — гравий и крупные створки раковин. В фазу ослабления шторма начинается последовательное осаждение частиц по убывающей крупности. На аккумулятивном берегу, где всегда существует серия подводных валов, по мере накопления осадков образуется толща, разделенная на ряд неоднородных слоев.

Сходное строение толщи прибрежных отложений было вскрыто на Кавказском побережье Черного моря (Ионин, Щербаков, 1961). В переходной зоне между областью залегания гальки и песка колонки прибрежных отложений вскрыли сложную слоистую толщу. В песке (преобладающем в составе осадка) обнаружены слои гальки мощностью до 0,5 м. С глубиной количество и мощность слоев гальки уменьшается. В другом районе аналогичное слоистое строение прибрежной толщи было вскрыто в зоне, переходной от песка к алевритовому илу. Слои песка мощностью до 0,5 м как бы вклиниваются в однородную толщу ила. Ширина переходной зоны, где развиты такого типа осадки, достигает 1 км, а мощность слоистой толщи — до 4 м, причем эта зона удалена от уреза воды на 1—1,5 км.

Формирование таких слоистых толщ связано с действием сильных штормов и, возможно, также с сезонной сменой штормовых периодов. В периоды сильных штормов происходит общее смещение седиментационных зон на большие глубины. В периоды спокойной погоды и при умеренных волнениях грубозернистые осадки штормовых сезонов перекрываются тонкозернистым материалом и формируется серия разнородных слоев.

Иного типа слоистость наблюдается в отложениях пляжа. Прибойный поток, формирующий рельеф пляжа, — явление очень сложное и далеко не полно исследованное. Наиболее важные характеристики прибойного потока: чередование движения воды вверх и вниз по склону пляжа, превышение скоростей прямого потока над скоростями обратного, постепенное падение скорости прямого потока по мере его растекания и нарастание скорости обратного потока вниз по пляжу. В случае подхода волн под острым углом к берегу прямой поток распространяется, сохраняя направление волны, а обратный — стекает по поверхности наибольшего уклона. В целом режим прибойного потока отличается высокой степенью изменчивости и зависит главным образом от периода волн. С увеличением периода возрастает ширина зоны действия прибойного потока и его характерные динамические свойства проявляются наиболее четко.

Конкретные данные по слоистости пляжевых отложений приведены в работах Ю. А. Павлидиса и Ф. А. Щербакова (1964а, 1964б). Во всех рассмотренных случаях отмечена тонкая косая, слоистость с пологим наклоном в сторону моря. Отдельные слои имеют толщину от 2 мм до нескольких сантиметров и на всем протяжении обычно состоят из однородных частиц. Нередко наблюдаются серии слойков, выклинивающиеся на протяжении нескольких метров, и перекрытие сериями иного строения и состава. Чередующиеся в разрезе слойки и серии имеют резкие различия в составе частиц: от тяжелых минералов фракции крупного алеврита до ракушки и мелкой гальки, слагающих слои мощностью до 10—20 см.

Каждый из слоев служит вещественным следом действия прибойного потока вполне определенных параметров. В сильные штормы, когда скорости прибойного потока велики, весь мелкий материал выносятся обратным потоком в зону разрушения волны и оттуда, подхваченный компенсационными или вдольбереговыми течениями, — в область подводного склона. На пляже в этот период формируются относительно мощные слои грубого материала. При ослаблении шторма часть мелких частиц выносятся на пляж обратно, а слабые и умеренные волнения производят тончайшую сортировку песка и крупного алеврита с разделением зерен по удельному весу.

Пример, иллюстрирующий последнее положение, рассмотрен в работе А. А. Аксенова и В. П. Петелина (1964). Для двух серий образцов песчаных наносов, отобранных по двум профилям пляжа от уреза до самой верхней его зоны, были определены гранулометрические коэффициенты и средний удельный вес каждой пробы в целом, а также отдельных размерных фракций. Оказалось, что средняя крупность и сортировка песка почти одинаковы для всех образцов и никаких закономерных изменений по профилю пляжа не наблюдается. Удельный вес, напротив, отчетливо увеличивается от уреза к верхней части пляжа. Это явление известно под названием естественного шлихования и характерно для зоны действия прибойного потока.

Весьма характерный тип слоистости в прибрежных осадках связан с образованием знаков ряби или рифелей. Обычно рифели самых разнообразных размеров и формы наблюдаются на поверхности приливных осушек (Буданов, Медведев, 1961). Установлено, что рифельные структуры образуются при взаимодействии волнового потока с сыпучей средой дна и являются формами микрорельефа, возникающими при вполне определенных скоростях волнового потока (Шуляк, 1961; Лонгинов, 1963). Так, на дне, сложенном частицами 0,1—0,25 мм, образование рифелей начинается при скорости волнового потока 19—20 см/сек. При скоростях выше 40 см/сек рифели исчезают и осуществляется переход от «рифельной» фазы к «гладкой». В силу большой изменчивости волнового режима в пределах береговой зоны рифели образуются в самых разных ее областях — от нижней границы, где рифели могут возникнуть во время наиболее сильных штормов, до осыхающей поверхности пляжа в приливных морях. Захоронение рифелей в толще осадка связано с достаточно мощной аккумуляцией материала при относительно слабом волнении или в штиль, так как при сильном волнении рифели будут стерты.

4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ

Кратко остановимся на работах, посвященных изучению закономерностей концентрации тяжелых минералов в береговой зоне (Аксенов и др., 1964; Волков, 1964; Павлидис, 1964а; Щербаков, Павлидис, 1962). В перечисленных статьях рассматриваются три вопроса: общие условия, благоприятные для образования прибрежных россыпей тяжелых минералов, механизм сортировки зерен песка по удельному весу и условия, при которых образовавшаяся россыпь переходит в ископаемое состояние. На основании литературных и оригинальных данных установлено, что прибрежные россыпи образуются в различных климатических зонах, хотя наиболее благоприятны, как это хорошо известно, влажный субтропический и тропический климат в силу широкого развития коры химического выветривания. В частности, указывается ряд примеров россыпей, образовавшихся из ледниковых отложений и при размыве туфов и пемз в вулканических областях (Аксенов и др., 1964; Павлидис, 1964).

Рассматривая механизм формирования россыпей в береговой зоне, авторы устанавливают, что концентрация тяжелых минералов происходит по-разному в зоне пляжа, на склонах подводных валов и в глубокой части подводного склона. Эти представления, полученные при анализе распределения тяжелых минералов в толще прибрежных отложений, развиваются и дополняются экспериментальными исследованиями сортировки песка в волновом потоке (Волков, 1964).

В зоне пляжа тяжелые минералы концентрируются естественным шлихованием и образуют слои и линзы малой мощности и ширины, но значительного протяжения. В зоне подводных валов происходит отмыв тяжелых минералов при частичном разрушении волн на склоне вала, обращенном к морю. На обширных пространствах подводного берегового склона в периоды наиболее сильных штормов слой песка мощностью в несколько десятков сантиметров находится в состоянии пульсирующего движения. По консистенции этот движущийся слой сходен с пульпой, и тяжелые зерна погружаются («тонут») в рыхлой массе, насыщенной водой. В результате нижние горизонты движущегося слоя обогащаются тяжелыми минералами.

Переход прибрежных россыпей в ископаемое состояние возможен при изменении уровня бассейна. При понижении уровня россыпи выходят из зоны действия волнения, и дальнейшее их преобразование идет под действием ветра. При повышении уровня моря возможен полный размыв и преобразование россыпи, но не менее вероятно и захоронение ее под слоем более глубоководных осадков. Последнее происходит при быстром повышении уровня бассейна и весьма характерно для голоценовых прибрежных толщ.

5. ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

В заключение попытаемся указать наиболее характерные черты современных фаций прибрежной зоны моря и оценить значение преобразования обломочного материала в этой зоне для современного осадкообразования.

Прибрежные осадки характеризуются большим разнообразием состава на ограниченном пространстве и резкими различиями мощностей разновозрастных горизонтов. В наиболее простом случае равновесного прямолинейного берега осадки распределяются по убывающей крупности от берега в море. Мощности осадочных толщ, наибольшие в зоне пляжа и подводных валов, уменьшаются с увеличением глубины. Сортировка наносов наиболее совершенна в нижней — глубокой области береговой зоны и вблизи верхней ее границы — в вершине пляжа. Наименее сортированные осадки откладываются в наиболее динамичных областях — в приурезовой полосе и на гребнях подводных валов. Это связано с разрушением волн и резкой изменчивостью обстановки осадконакопления в силу систематической неоднородности волнового режима.

В процессе развития береговой зоны определяющими факторами являются баланс наносов и волновой режим. То или иное сочетание этих двух факторов приводит к накоплению осадков (аккумулятивный берег) или размыву блока суши (абразионный берег).

Наиболее широко распространены в береговой зоне песчаные отложения. Частицы мельче 0,05 мм обычно выносятся за пределы береговой зоны и отлагаются лишь в лагунах и почти изолированных от моря бухтах, где волновой режим относительно спокойный. Частицы крупные (гравий, галька, валуны) сосредоточены обычно в приурезовой зоне

и лишь в некоторых особых случаях образуют накопления на подводном склоне.

Структура прибрежных толщ характеризуется большой неоднородностью, и в вертикальном разрезе часто наблюдается резкая смена типов осадка и типов слоистости. Это связано с изменчивостью режима волнения и различиями динамических характеристик разных областей береговой зоны от нижней ее границы (волновой поток) до верхней (прибойный поток).

Все изученные толщи современных прибрежных отложений сформированы в условиях неравномерной послеледниковой трансгрессии, поэтому мы не располагаем данными о строении регрессивных толщ.

Оценивая значение береговой зоны в процессе современного осадкообразования, следует прежде всего подчеркнуть колоссальную энергию процессов, развивающихся здесь. Энергия волн открытого моря полностью гасится в береговой зоне и в значительной степени расходуется на перемещение наносов. Поэтому обломочный материал истирается и раздробляется очень интенсивно. Одновременно происходит перемещение больших масс наносов вдоль берега и по профилю подводного склона, сопровождающееся последовательной их сортировкой.

Господствующим процессом в береговой зоне является механическое движение водных масс и твердого вещества и в осадочном процессе эта зона служит как бы механическим фильтром, стоящим на пути движения обломочного материала с суши в конечный водоем сноса.

ЛИТЕРАТУРА

- Айбулатов Н. А. Наблюдения за вдольбереговым перемещением песчаных наносов у отмелого аккумулятивного берега. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53, 1961.
- Айбулатов Н. А. Изучение вдольберегового перемещения наносов с помощью люминофоров. Изд. «Наука», 1964.
- Айбулатов Н. А., Шадрин И. Ф. Некоторые данные о вдольбереговом перемещении песчаных наносов близ естественных препятствий (мысов, гирл). Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53, 1961.
- Аксенов А. А., Петелин В. П. О распределении тяжелых минералов в полосе пляжа. Океанология, т. 4, вып. 2, 1964.
- Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76, 1964.
- Аксенов А. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А. Особенности развития берегов и накопления толщ прибрежных отложений на севере Охотского моря в послеледниковое время. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76, 1964а.
- Аксенов А. А., Ионин А. С., Щербаков Ф. А. Новые данные о строении толщ современных прибрежных отложений. Океанология, т. 4, вып. 6, 1964б.
- Барковская М. Г. Закономерности распределения терригенного материала в приурезовой полосе советского побережья Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53, 1961а.
- Барковская М. Г. Закономерности распределения донных осадков на шельфе советских берегов Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53, 1961б.
- Буданов В. И., Медведев В. С. Микроформы донного рельефа береговой зоны приливного моря. Тр. Океаногр. комиссии, т. XII, 1961.
- Волков П. А. О связи между неразрывающей и срывающей критическими скоростями волнового потока. Океанология, т. 2, вып. 6, 1962.
- Волков П. А. Гидравлические характеристики ракуши. Океанология, т. 3, вып. 4, 1963.
- Волков П. А. Экспериментальные исследования механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76, 1964.
- Волков П. А., Ионин А. С. О величине неразрывающих волновых скоростей для гальки. Океанология, т. 2, вып. 3, 1962.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, 1962.
- Зенкович В. П., Ионин А. С. О движении галечного материала в береговой зоне. Океанология, т. 2, вып. 5, 1962.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Некоторые результаты региональ-

- ных исследований на побережьях морей Советского Союза. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961.
- Ионин А. С., Щербаков Ф. А. Слоистость прибрежно-морских отложений в восточной части Черного моря. Океанология, т. 1, вып. 5, 1961.
- Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Изд. АН СССР, 1963.
- Медведев В. С., Айбулатов Н. А. Изучение динамики отмелого песчаного берега при помощи люминофоров и подвесной дороги. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 28, 1958.
- Медведев В. С., Долотов Ю. С., Щербаков Ф. А. Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961.
- Невесский Е. Н. Методика исследования прибрежных отложений при помощи вибропоршневой трубки. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 28, 1958а.
- Невесский Е. Н. Изучение истории развития Анапской пересыпи на основе анализа толщ прибрежных и береговых осадков. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 28, 1958б.
- Невесский Е. Н. Некоторые данные о послеледниковой эволюции акватории Каркинитского залива и накоплении в нем донных осадков. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961а.
- Невесский Е. Н. О ритмичности морских трансгрессий. Океанология, т. 1, вып. 1, 1961б.
- Невесский Е. Н. О прибрежном осадкообразовании в Черном море. Океанология, т. 4, вып. 3, 1964.
- Невесский Е. Н., Невеская Л. А. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, т. 8, 1961.
- Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А. Некоторые черты строения трансгрессивных толщ прибрежных морских осадков. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.
- Павлидис Ю. А. Новейшая история развития Темрюкского побережья Азовского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961а.
- Павлидис Ю. А. Некоторые особенности послеледниковой трансгрессии Балтийского моря и ее связь с новейшей трансгрессией других морей. Тр. Океаногр. комиссии, т. XII, 1961б.
- Павлидис Ю. А., Болдырев В. Л. К вопросу о послеледниковом развитии центрального участка южного побережья Балтийского моря (в пределах Польской Народной Республики). Тр. Океаногр. комиссии, т. XII, 1961.
- Павлидис Ю. А. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76, 1964.
- Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Характер слоистости пляжевых отложений. Литология и полезн. ископ., № 4, 1964а.
- Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. О формировании слоистости пляжевых россыпей. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76, 1964б.
- Шуляк Б. А. Некоторые вопросы взаимодействия волнового потока с деформируемым дном при малых скоростях. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 48, 1961.
- Шурко И. И. Слоистость и ритмичность отложений в зоне подводных морских валов. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 53, 1961.
- Щербаков Ф. А. Литологическое исследование наносов побережья Анадырского залива. Тр. Океаногр. комиссии, т. IV, 1959.
- Щербаков Ф. А. К истории развития северного и западного побережья Азовского моря в связи с образованием прибрежных морских россыпей. Тр. Океаногр. комиссии, т. XII, 1961.
- Щербаков Ф. А. Особенности прибрежных отложений в дальневосточных морях СССР. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 76, 1964.
- Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Особенности распределения тяжелых минералов в береговой зоне моря. Океанология, т. 2, вып. 4, 1962.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Дата поступления
10.V.1964

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.434 (471.53)

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ШЕШМИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И ИХ МЕДЕНОСНОСТЬ**

Ю. А. НЕЧАЕВ

Шешминский горизонт верхней перми, к которому в Пермском Приуралье приурочено основное медное оруденение, представляет собой толщу внешне однообразных песчано-глинистых осадков. По преобладанию в них пород с красно-бурой окраской шешминские отложения в литературе, особенно в работах нефтяников (Форш, 1955), называются красноцветными.

Однообразие литологического состава, почти полное отсутствие фауны и маркирующих горизонтов делают невозможным стратиграфическое расчленение горизонта.

В связи с изучением пермских медистых песчаников на территории Пермского Приуралья и прилегающего к нему с запада Вятско-Камского района получено большое количество фактического материала по керну скважин, пройденных как специально для изучения рудоносности верхнепермских отложений, так и для других целей. Керн опробовался на медь.

От г. Красногорского (Марийская АССР) до с. Аспа (Пермская область) пройден буровой профиль длиной 470 км с промежутками между скважинами от 5 до 15—20 км. Почти все скважины пересекали шешминские отложения. Севернее по линии Уржум — Игра — Юго-Камск — Курашим по многочисленным скважинам также были изучены и опробованы шешминские отложения. Помимо этих двух основных профилей, в восточной части района пройден еще ряд коротких буровых профилей.

Собранные материалы показали, что если шешминские отложения не имеют четких стратиграфических подразделений, то по площади их развития выделяется несколько зон, каждая из которых характеризуется отличным от других комплексом пород. В пределах Пермской области с востока на запад в шешминских отложениях выделяется пять зон (см. фигуру).

Выделение этих зон имеет практическое значение, так как в настоящее время установлено, что меденосными являются только пестроцветные толщи (Шатский, 1955; Попов, 1959; Страхов, 1962; Ботвинкина, 1963). В Пермской области таковыми являются толщи двух первых зон шешминских отложений.

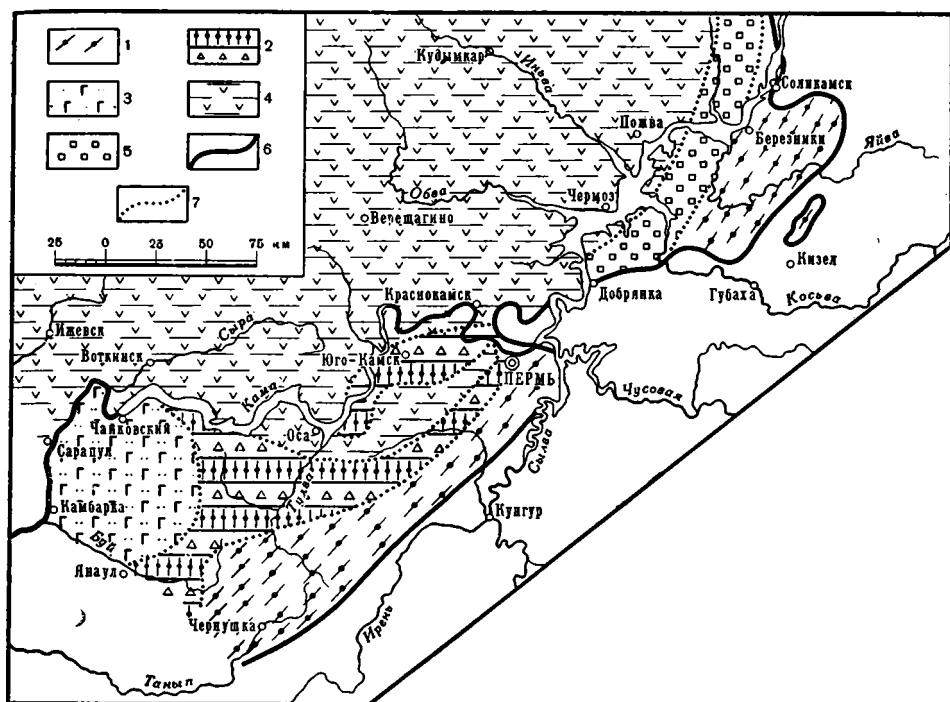
В первой зоне располагаются все старые выработки. Во второй зоне работами же последних лет выявлена значительная рудоносность верхней незагипсованной части пестроцветной толщи (Нечаев, 1962).

В породах третьей зоны, несмотря на внешне благоприятную обстановку — пестроцветность толщ, медная минерализация не обнаружена. Но здесь загипсованы не только бурые глинистые породы, но и сероцветные песчаники. В Пермском же Приуралье, как показали многочисленные материалы, загипсованные породы никогда не имеют медного оруденения, что устанавливается как макроскопически, так и микроскопически. Даже тогда, когда загипсованность обнаруживается только химическим анализом, содержание меди в породе все также зависит от величины загипсованности. Это иллюстрируется таблицей, в которую сведены результаты химических анализов серых песчаников, являющихся основной рудоконтролирующей породой для шешминского горизонта в Пермской области.

Содержание CaSO_4 определено пересчетом по сульфатной сере.

Из таблицы видно, что чем больше в породе (в данном случае в сером песчанике) сульфата кальция, тем ниже в ней содержание меди.

Таким образом, в шешминских отложениях Пермской области существуют два вида контроля медного оруденения: литологический, известный ранее, и формационный. Первый выражается в том, что оруденение несут незагипсованные породы только серой окраски; второй — в привязанности меди только к пестроцветным толщам.



Карта развития литологических комплексов шешминских отложений в Пермской области

Зоны: 1 — незагипсованных пестроцветных толщ с линзами и лентами серых песчаников, гравелитов и конгломератов руслового типа и слоями черных алевролитов и аргиллитов озерного типа; 2 — загипсованных (в нижней части разреза) пестроцветных толщ с черными песчаниками дельтового типа (в верхних частях разреза); 3 — загипсованных по всему разрезу пестроцветных толщ с прослоями серых песчаников прибрежного типа; 4 — загипсованных по всему разрезу красноцветных толщ без прослоев серых песчаников; 5 — незагипсованных красноцветных толщ без прослоев серых песчаников; 6 — восточная граница развития шешминских отложений; 7 — границы литологических комплексов

Исходя из этих закономерностей, можно с большой степенью достоверности считать, что площадь развития медного оруденения в шешминских отложениях Пермской области совпадает с площадью развития незагипсованных пестроцветных пород. Следовательно, только на этой площади и следует проводить поиски месторождений медистых песчаников.

Раньше западную границу медистых песчаников проводили по исчезновению отвалов старых выработок (Яговкин, 1962); восточной же границей считалась восточная граница площади развития шешминских отложений. Для этой площади производились подсчеты запасов меди в медистых песчаниках Пермской области М. И. Липовским (1925) и Н. К. Разумовским (1929).

Открытие медного оруденения в 1961 г. в районах пос. Юго-Камск и с. Барда, расположенного западнее площади старых разработок, показало, что шешминские медистые песчаники распространены шире, чем было принято считать раньше.

Вновь возник вопрос об истинной площади развития медного оруденения в шешминских отложениях. Эту задачу и помогает решить формационный контроль, тем более что по шешминским отложениям имеется вполне достаточное количество фактического материала по буровым скважинам.

Оруденение в первой восточной пестроцветной зоне характеризуется преобладанием в рудах малахита и азурита, сульфиды сохранились только в виде реликтов. Именно эти карбохатные руды и были объектом эксплуатации в прошлом.

В литологии руд юга и севера области в пределах первой зоны существуют значительные различия. Если на юге оруденение несут только серые песчаники и небольшой процент внутрiformационных конгломератов и черных алевролитов, то на севере, наряду с серыми песчаниками, большое развитие имеют черные алевролиты и аргиллиты, а также гравелиты и конгломераты с галькой уральских пород.

Наличие большого количества оруденелых алевролитов и аргиллитов обусловлено существованием на севере области в шешминское время озер и солоноватоводных лагун,

■ присутствие в разрезе конгломератов и гравелитов — близостью этого района к передовым складам Урала.

Отличается и минералогия руд севера и юга области. В последних, как уже отмечалось, сульфиды меди почти полностью замещены карбонатами; на севере же области в силу большего количества в рудах органического вещества карбонаты меди развились меньше, процент сохранившихся сульфидов выше, большое развитие имеет самородная медь (Абрамович, Нечаев, 1962).

Вследствие своеобразия минерального состава северных руд (они более тугоплавко лет раньше, чем на юге. Месторождения на севере оказались поэтому менее выработанными и сохранили значительные запасы меди.

Зависимость содержаний меди от содержаний CaSO_4

Наименование породы	Содержание, %	
	CaSO_4	Cu
Песчаник серый рудный	0,04	2,54
То же	0,04	2,22
» »	0,08	1,54
Песчаник серый	0,04	0,50
То же	0,04	0,49
» »	0,08	0,22
» »	0,08	0,14
» »	0,12	0,1
Песчаник буровато-серый с зеленоватым оттенком	0,12	0,03
То же	0,20	0,01
Песчаник серый среднезернистый	0,29	0,006
То же	0,50	0,003
» »	0,52	0,001

Для оруденения второй, пестроцветной зоны характерна более выдержанная форма рудных тел, так как они заключаются в дельтовых песчаниках, а не в русловых, как в первой. Рудными минералами в ней являются сульфиды, карбонаты, окислы имеют незначительное развитие. Из сульфидов меди наибольшее развитие имеет халькозин далее — борнит и халькопирит. Из немедленных сульфидов главную роль играет пирит.

Меденосные пестроцветные комплексы занимают крайнее восточное положение в доле развития шешминских отложений; западная граница может быть грубо проведена по линии Казань — Горький. Ширина шешминского поля на широте г. Перми составляет почти 650 км. Ширина же пестроцветной полосы на этой же широте не превышает 50 км и составляет, следовательно, меньше одной десятой от общей величины площади развития шешминских отложений.

Толща меденосных пестроцветных отложений протягивается полосой вдоль Урала. На севере Пермской области ширина ее составляет 20—30 км на юге расширяется до 50—60 км.

На юге выделяются две зоны, на севере же только одна (фигура).

Вне этой полосы на всей площади развития шешминские терригенные отложения представлены красноцветами, и только на некоторых участках, например в районе горы Кукмор (север Татарской АССР), наблюдается слабое подобие пестроцветной обстановки. Здесь в красноцветной толще появляются маломощные прослои пород с серой окраской. Как неизбежное следствие этого в имеющихся здесь маломощных прослоях серых песчаников и алевролитов появляется убогая вкрапленность сульфидов меди и свинца.

Это еще одно свидетельство вывода, что медь в осадочных толщах моноформационное полезное ископаемое (Шатский, 1955; Попов, 1959). Накопление ее всегда свойственно только пестроцветным формациям.

Расположение пестроцветных шешминских комплексов около Урала уже само по себе объясняет механизм их образования.

Урал является источником и рудного вещества и терригенного материала. Перенос и того и другого осуществлялся поверхностными водами. В моменты усиленного поступления их в шешминский бассейн седиментации аридный климат, господствовавший на этой территории, становился менее резким.

Подтекавшие с Урала воды, приносившие терригенный материал, органические остатки и растворы меди, опресняли местные водосемы, а накопление в них принесенного органического вещества создавало восстановительную среду, в условиях которой и происходила фиксация меди в осадке, цвет которого при этом был серым.

Когда интенсивность стока с Урала резко падала, происходило накопление красноцветных, более тонкозернистых осадков.

Периодическое усиление и ослабление интенсивности стока в конечном итоге и обусловили пестроцветность шешминской толщи у восточных границ ее развития.

Во второй половине шешминского времени средний Урал, по-видимому, претерпел дальнейший подъем, пестроцветная шешминская зона вследствие этого на юге Пермской области оказалась сдвинутой дальше к западу. Процесс этот продолжался в казанском и татарском веках, почему в настоящее время мы и наблюдаем такую картину, что чем моложе меденосные осадки верхней перми, тем дальше они расположены от Урала.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Ю. М., Нечаев Ю. А. Самородная медь в верхнепермских отложениях Пермского Приуралья. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва при ун-те, № 16, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в паралических формациях разных климатических областей. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.
- Липовский М. И. Медные руды Западного склона Урала. Горн. журн., № 8, 1925.
- Нечаев Ю. А. Перспективы медистых песчаников в Пермской области. Сов. геология, № 2, 1962.
- Попов В. М. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В кн. «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», кн. II, 1959.
- Разумовский Н. Н. Запасы меди в медистых песчаниках и перспектива их использования. Вестн. Геолкома, № 3, 1929.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, 1962.
- Форш Н. Н. Уфимская свита и казанский ярус. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 92, 1955.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещ. по осадочным породам, вып. 2, 1955.
- Яговкин И. С. Медистые песчаники и сланцы. Тр. ВГРО, вып. 185, 1932.

Съемочно-тематическая экспедиция
Пермь

Дата поступления
13.IV.1964

УДК 553.31 (477)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Ю. Н. ЛАЗАРЕНКО

При рассмотрении вопроса о формировании осадочных железных руд в истории земной коры и закономерностей распределения рудонакопительных фаций во времени и в пространстве отчетливо видна неодинаковая интенсивность рудонакопления в различные периоды. Так, определенные эпохи, характеризующиеся значительными накоплениями осадочного железа, чередуются с эпохами, в которых этот процесс либо проявляется в очень незначительной степени, либо отсутствует совсем. Н. М. Страхов (1947, 1948) выделяет в геологической истории Земли шесть значительных железорудных эпох и восемь-девять более мелких. Некоторые исследователи выделяли железорудные эпохи для отдельных регионов СССР (Б. П. Кротов для Урала, Н. Х. Белоус для Западной Сибири и т. п.).

В геологической истории Украины также отчетливо фиксируются определенные эпохи более или менее значительного накопления железа (фиг. 1). Важнейшими из них являются две — докембрийская (верхнеархейская) и киммерийская (средний плиоцен — неоген), в течение которых образовались крупнейшие месторождения железа (Криворожское, Кременчугское, Белозерское, Керченско-Приазовское и др.). Наряду с этими двумя крупными эпохами, можно выделить семь значительно более мелких, второстепенных: 1) девонскую, 2) каменноугольную, 3) юрскую (аален — байос), 4) меловую, 5) палеогеновую (палеоцен, эоцен-олигоцен), 6) неогеновую (миоцен, пannon) и 7) четвертичную.

Докембрийская эпоха на Украине с точки зрения условий рудонакопления детально охарактеризована в работах Н. П. Семененко (1955), Я. Н. Белевцева и др. (1957), С. П. Родионова (1956) и др. Поэтому на ней мы останавливаться не будем.

В девонское время отмечается очень слабое рудопоявление в верхних частях континентальных девонских отложений на юго-востоке Донецкого бассейна. По данным В. Г. Бондарчука (1947), темно- и красновато-бурая ожелезненная порода, подобная железной руде, приурочена к толще бурого девона. Она прослеживается на протяжении около 25 км между сел. Ольгинской, Ново-Троицким и г. Комсомольском. Содержание окиси железа достигает местами 53,2—74,99%. По-видимому, такая концентрация связана с корой выветривания эффузивов среднего и основного состава. Кора выветривания широко развита в юго-западной части Донбасса (балки Василь Тарама и Антон Тарама, район с. Стыла и на других участках).

В каменноугольное время образовались многочисленные, но незначительные по размерам рудные накопления, приуроченные к угленосным отложениям на территории Донецкого и Львовско-Волинского бассейнов. Они представлены прослоями, линзами и скоплениями конкреций сидерита, реже олигонита и анкерита. Эти скопления образовались в результате диагенетических изменений морских, прибрежно-морских, лагунных и болотных отложений. Содержание FeCO_3 в отдельных конкрециях достигает 96,30%.

В триасовый период образование железных руд повсеместно практически прекратилось. На территории Украины лишь в пестроцветных толщах юго-востока фиксируется несколько повышенное содержание окиси железа.

Юрский период в целом отнесен Н. М. Страховым к железорудной эпохе первого ранга. Общие запасы сформировавшихся в этот период руд превосходят 16—17 млрд. т.

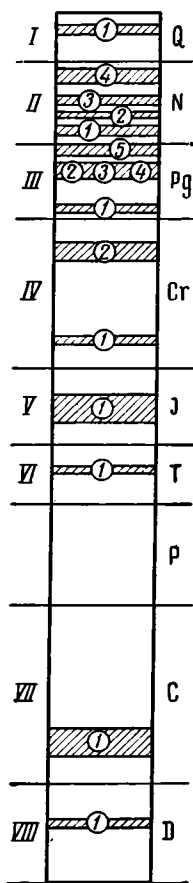
Юрские месторождения образуют ряд обособленных железорудных провинций: Западноевропейскую, Североевразийскую, Средиземноморскую, Юго-Восточную евразийскую, Северо-Восточную евразийскую.

К юго-западной части Североевразийской провинции относятся морские оолитовые сидерит-шамозитовые руды, обнаруженные на территории Украины в центральной части Днепровско-Донецкой впадины (Днепропетровская, Харьковская и Полтавская области). Рудные горизонты приурочены к нижеааленским и верхнебайосским отложениям юры. По данным А. У. Литвиненко и М. Т. Кучеренко (1957), железистые отложения представлены тремя основными типами: 1) мелкооолитовой сидерито-шамозитовой рудой (Fe_2O_3 26%, FeO 15%); 2) сидеритом (FeO 27%, Fe_2O_3 9%); 3) железистыми песчаниками (Fe_2O_3 3—12%, FeO 8—31%).

В меловой период на территории Украины происходило накопление континентальных и морских железных руд в районе Среднего Приднепровья.

Нижнемеловые континентальные руды делювиально-элювиального типа встречаются в районе с. Большая Белозерка Запорожской области. Они залегают в виде незначительных по размерам линз с максимальной мощностью до 15,5 м. Содержание валового железа в них достигает 47,3%. Эти руды являются, по-видимому, продуктом переотложения железистых пород верхнего горизонта мезозойской коры выветривания.

Верхнемеловые железорудные фации Украины представлены осадочными морскими железными рудами района с. Большая Белозерка Запорожской области и карбонатными рудами и конкрециями во флишевых отложениях складчатой области Восточных Карпат. Руды района с. Большая Белозерка имеют карбо-



Фиг. 1. Стратиграфическое размещение осадочных железных руд на территории Украины

Заштрихованы железорудные опоки.

I. 1 — континентальные озерно-болотные руды северных и западных районов Украины. II. 1 — железистые песчаники южного склона Украинского кристаллического массива (Запорожская область); 2 — железные руды и конкреции угленосных отложений Закарпатской впадины; 3 — эффузивно-осадочные руды Закарпатской впадины; 4 — руды Керченско-Призовского бассейна. III. 1 — континентальные озерно-болотные руды северо-восточной части Волино-Подольской плиты (Тернопольская и Ровенская области); 2 — морские руды северной части Украинского кристаллического массива (Житомирская область); 3 — морские руды юго-западного склона Воронежского кристаллического массива (Луганская область); 4 — морские карбонатные руды флиша Восточных Карпат; 5 — инфильтрационно-метасоматические руды Донбасса. IV. 1 — континентальные руды р-на Большая Белозерка (Запорожская область); 2 — морские руды р-на Большая Белозерка (Запорожская область). V. 1 — морские руды центральной части Днепровско-Донецкой впадины (Днепропетровская, Харьковская, Полтавская области). VI. 1 — пестроцветные толщи юго-восточной части Украины; VII. 1 — карбонатные руды и конкреции Донецкого и Львовско-Волинского бассейнов; VIII. 1 — континентальные железистые фации юго-западной части Донбасса

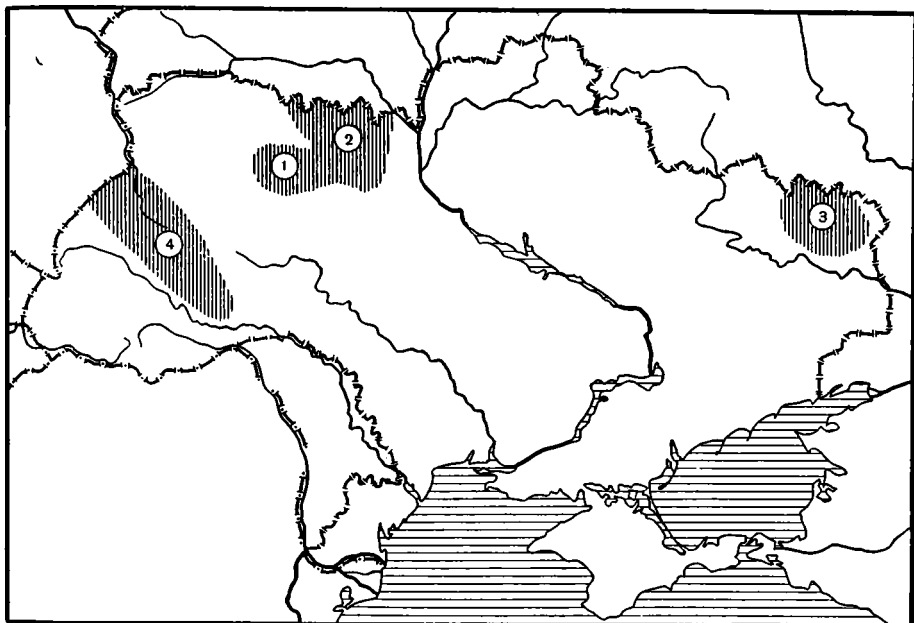
натный состав и залегают в виде незначительных по размерам линз, прослоев и гнезд мощностью 1—2, редко 5 м. Содержание железа в них колеблется от 40 до 55%.

Карбонатные морские руды флишевых отложений Восточных Карпат залегают в виде небольших пластообразных тел и линз мощностью до 1—2 м и караваявидных стяжений до 10—20 см в поперечнике. Содержание FeO в них достигает 30%, Fe_2O_3 11.

С мезозоем (юра и мел), очевидно, связано формирование конкреционных гидрогетитовых руд в пестроцветных породах ископаемой коры выветривания Никопольского района.

Палеоген на территории Украины известен в первую очередь как важнейшая марганцеворудная эпоха. В олигоцене на южном склоне Украинского кристаллического массива сформировались крупнейшие в мире марганцевые месторождения — Никопольское и Большетокмакское.

Наряду с марганцевыми рудами здесь в это же время в некоторых районах сформировались и руды железные, в частности палеогеновые руды северо-восточной части



Фиг. 2. Распространение осадочных железных руд палеогенового периода на территории Украины

1 — палеоценовые континентальные озерно-болотные руды северо-восточной части Волыно-Подольской плиты (Тернопольская и Ровенская области); 2 — эоцен-олигоценые морские руды северной части Украинского кристаллического массива (Житомирская область); 3 — верхнеэоценовые морские руды юго-западного склона Воронежского кристаллического массива (Луганская область); 4 — морские карбонатные руды флишевых отложений Восточных Карпат

Волыно-Подольской плиты (Тернопольская и Ровенская области), эоцен-олигоценые морские руды северной части Украинского кристаллического массива (Житомирская область), верхнеэоценовые морские руды юго-западного склона Воронежского кристаллического массива (Луганская область) и морские карбонатные руды и конкреции во флишевых отложениях складчатой области Восточных Карпат (фиг. 2).

Палеоценовые континентальные озерно-болотные железные руды северо-восточной части Волыно-Подольской плиты залегают на размытой поверхности меловых отложений в виде линз максимальной протяженностью 800—1200 и мощностью 1,0—1,5 м. Содержание Fe_2O_3 в рудах колеблется от 38 до 74%.

Морские эоцен-олигоценые руды в северной части Украинского кристаллического массива распространены пятнами, что, по-видимому, связано с последующим размывом этих отложений. Пластообразные и линзообразные рудные тела имеют мощность 2—4, реже 6—8 м. Содержание Fe_2O_3 в рудах достигает 75%.

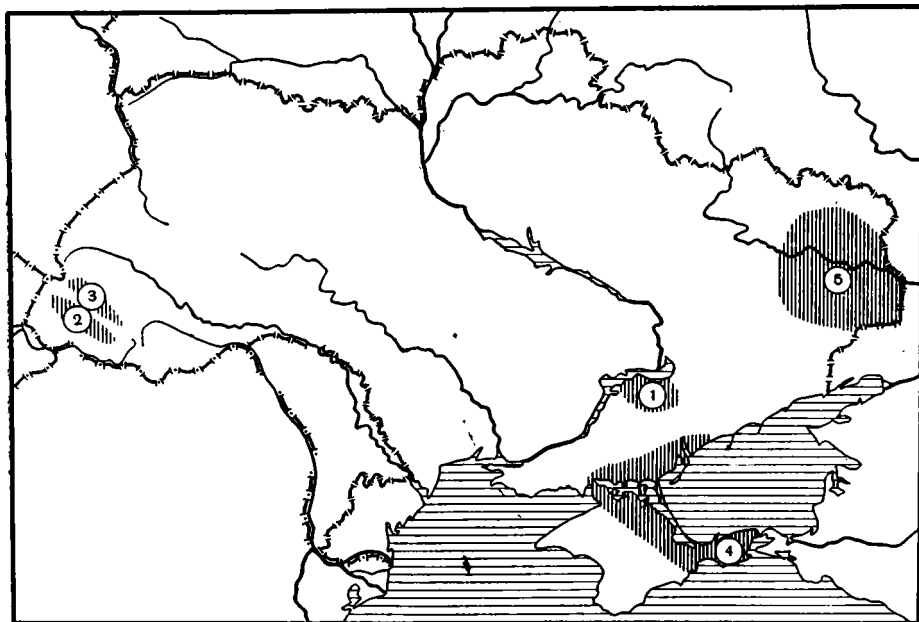
Верхнеэоценовая железистая фация юго-западного склона Воронежского кристаллического массива представлена железистыми песчаниками и бурыми железняками. Максимальная мощность зоны ожелезнения составляет 6,25 м, распространение ее носит прерывисто-пластообразный характер. Содержание железа в песках до 14%, в песчаниках до 25%, в глинах до 15%, в бурых железняках до 46%.

Палеогеновые карбонатные железные руды и конкреции в Восточных Карпатах залегают среди ритмически чередующихся песчаных и глинистых пород (морские палеогеновые флишевые отложения) в виде незначительных по размерам сплошных пластообразных или линзовидных тел мощностью до 1—2 м и конкреционных стяжений (10—20 см). Содержание Fe_2O_3 в рудах до 11%, FeO до 29% (в окислившись разностях Fe_2O_3 до 44%).

Конкреционные сидеритонесущие горизонты отмечаются также в палеогеновых осадках Крыма.

К палеогеновому времени относится, по-видимому, образование переотложенных континентальных (делювиальных) и морских осадочных руд Кривого Рога. Кровлей их являются породы киевской, харьковской свит, сарматского яруса и углистые отложения бучака, а почвой — железные руды и метаморфические породы криворожской свиты, амфиболиты, мигматиты и их кора выветривания.

Некоторые исследователи (Басс, 1958) связывают с эоценом формирование на южном склоне Украинского кристаллического массива отдельных залежей бокситов.



Фиг. 3. Распространение осадочных железных руд неогенового периода на территории Украины

1 — миоценовые железистые песчаники южного склона Украинского кристаллического массива (Запорожская область); 2 — карбонатные руды сарматских угленосных отложений Закарпатской впадины (Закарпатская область); 3 — эффузивно-осадочные паннонские руды северной части Закарпатской впадины (Закарпатская область); 4 — киммерийские руды Керченско-Приазовского бассейна; 5 — палеоген-неогеновые инфильтрационно-метасоматические руды Донецкого бассейна

Неогеновый период в истории земной коры характеризуется сильным проявлением железорудного процесса (по Н. М. Страхову, железорудная эпоха первого ранга), особенно киммерийский век.

На территории Украины установлены следующие неогеновые железорудные фации: 1) миоценовые железистые песчаники южного склона Украинского кристаллического массива (Запорожская область); 2) карбонатные железные руды и конкреции сарматских угленосных отложений Закарпатской впадины (Закарпатская область); 3) эффузивно-осадочные паннонские железные руды северной части Закарпатской впадины; 4) киммерийские железные руды Керченско-Приазовского бассейна (фиг. 3).

Бедные миоценовые оолитовые железные руды и железистые песчаники с рудными оолитами южного склона Украинского кристаллического массива образовались в прибрежных мелководных участках моря при трансгрессии Понто-Каспийского бассейна. Мощность железистого горизонта 1,4—2,7 м, площадь распространения не выяснена. Содержание железа в песчаниках до 27%, в оолитах до 31% (Грязнов, Хорошева, 1957).

Карбонатные железные руды и конкреции в сарматских угленосных песчано-глинистых и туфогенных породах Закарпатья залегают обычно в кровле угольных пластов в виде выдержанного горизонта мощностью от 0,5 до 1,5 м. Некоторые конкреции достигают 10—30 см в поперечнике, максимальное содержание железа в них 60%, марганца 0,4—0,5%.

Эффузивно-осадочные паннонские железные руды, приуроченные к южному склону Ужгород-Хустского вулканического хребта в Закарпатье, залегают в основном в виде пластовых и жильных сидеритовых тел мощностью до 2 м и протяженностью до 1 км. Содержание FeO в рудах до 42%, Fe₂O₃ до 19%, MnO до 2%.

Самое мощное рудонакопление в неогеновый период произошло в киммерийское время, в результате чего был создан крупный Керченско-Приазовский бассейн. Рудоносные отложения этого бассейна распространены в Северном Приазовье, степной части Крыма, на Керченском и Таманском п-овах, вдоль предгорной холмистой зоны северного склона Кавказского хребта. Общая протяженность рудоносной полосы 550 км при ширине от 2—5 до 55 км. Железистый горизонт содержит несколько (2—4) рудных пластов, мощность самого значительного из них составляет в Северном Приазовье 1—16 м, в восточной части степного Крыма 8 м, на Керченском п-ове 15—24 м. Руды имеют сложный минеральный и химический состав (гидрогетит-шамозит-сидеритовый

с As, P, Mn, V и др.). Среднее содержание железа в самых богатых рудах Керченского п-ова достигает 40%, Mn 2%, P 1,1%.

В течение палеогенового и неогенового периодов происходило формирование инфильтрационно-метасоматических железных руд на территории Донецкого бассейна. Эти руды залегают в виде гнездо- и линзообразных тел, имеющих простирание от нескольких десятков метров до 1,5—2 км при мощности 2—4 м, редко 6—8 м. Они образовались в результате замещения ряда соединений в осадочных породах (CaCO_3 , MgCO_3 и др.) углекислым железом (FeCO_3) с последующим окислением его до водных окислов. Содержание Fe_2O_3 в рудах обычно 70—80%, реже 40—50%.

Четвертичный период на территории Украины характеризуется образованием в северных и западных районах континентальных озерно-болотных железных руд. Эти руды залегают в отрицательных формах современного рельефа в большинстве случаев непосредственно под почвенно-растительным слоем, реже на глубине 1—2 м в толще аллювиальных и аллювиально-озерных песков. Рудные тела, как правило, линзообразной формы и незначительных размеров. Мощность их от 0,10—0,20 до 0,40—0,60 м. Содержание Fe_2O_3 в рудах 19—53%.

При сопоставлении стратиграфического объема железорудных эпох с объемом разделяющих их безрудных эпох для территории Украины отчетливо видно, что последние резко преобладают. Таким образом, железорудные эпохи представляют собой более или менее кратковременные и немногочисленные эпизоды в геологической истории формирования описываемой территории. Как указывает Н. М. Страхов (1947), «любая железорудная эпоха сама по себе — явление чрезвычайно сложное, состоящее из большого числа «хронологических элементов», то сопровождающихся железонакоплением, то лишенных его» (стр. 22—23). Это положение полностью подтверждается месторождениями и рудопроявлениями осадочных железных руд на территории Украины (юрские, эоценовые, киммерийские и др.), в которых отмечается чередование рудных пластов с более мощными безрудными.

При рассмотрении географического размещения осадочных железных руд на территории Украины видно, что в отдельные железорудные эпохи концентрация железа приурочивалась вполне к определенным районам, что в значительной степени зависело от палеогеографических, климатических, геологических и структурных факторов.

ЛИТЕРАТУРА

- Басс Ю. Б. Бокситы Юга Украины и их генезис. В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1958.
- Белевцев Я. Н. (ред.) и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Госгеолтехиздат, 1957.
- Бондарчук В. Г. Геологічна будова УРСР. «Радянська школа», 1947.
- Грязнов В. И., Хорошева Д. П. Третичные оолитовые железистые породы Приднепровья. Научн. зап. Днепропетр. гос. ун-та, т. 58, 1957.
- Литвиненко А. У., Кучеренко М. Т. Оолитовые сидерито-шамозитовые руды в юрских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 116, № 3, 1957.
- Родионов С. П. Проблема утворення залізистих порід докембрію. Геологічний ж., т. XVI, вып. 4, 1956.
- Семененко Н. П. Состояние и задачи изучения геологической истории, генезиса руд и пород, а также структуры месторождений Криворожского бассейна. В сб. «Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна». Изд. АН УССР, 1955.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, геол. сер., № 22, 1947.
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.

Днепропетровская экспедиция
УкрНИГРИ

Дата поступления
20.V.1964

УДК 551.735.22(471.54)

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

М. М. БЕЖАЕВ

Точное установление возраста континентальных отложений, лишенных фаунистических остатков, — задача нелегкая, хотя для этого широко используют результаты палеофитологических и особенно палинологических исследований.

Детальные литологические исследования угленосных отложений Тагильско-Магнитогорского погружения Восточного склона Урала, проведенные автором в период с

1955 по 1961 гг., и в особенности результаты изучения тяжелой и легкой фракций позволили выявить связь между литологическим составом пород и их возрастом. Как правило, отложения того или иного петрографического состава имеют не только определенный возраст, но также приурочены к соответствующим угленосным структурам. Это дает возможность судить о возрасте континентальных отложений Тагильско-Магнитогорского погружения Восточного склона Урала, по данным литологического изучения их, не прибегая к трудоемким спорово-пыльцевым исследованиям.

В пределах Тагильского погружения с юга на север расположен ряд депрессий с угленосными отложениями и небольшие участки развития континентальных отложений, которые могут быть по структурно-тектоническим особенностям, по строению разрезов, а также по возрасту отложений разделены на три группы.

Первая группа. Мостовская, Богословско-Веселовская и Волчанская депрессии. Первая расположена в 3 км к югу от г. Верхней Туры, вторая — около г. Карпинска и третья — в 18 км к северу от Богословско-Веселовской. Эти депрессии характеризуются одинаковым строением, свойственным лишь им.

1. Все они приурочены к осевой части Тагильского погружения, вытянуты в меридиональном направлении, достигают по простиранию 14—18 км.

2. В структурном отношении они представляют собой асимметричные синклинальные складки с пологими западными (5—20°) и крутыми восточными (50—85°) крыльями; восточные крылья их разорваны и надвинуты на запад.

3. Мощность мезозойских отложений, заполняющих эти депрессии, достигает 350—450 м; по литологическому составу отложения резко разделены на пестро- и сероцветную толщи. Первая во всех депрессиях представлена главным образом пестроцветными полимиктовыми, плохо отсортированными конгломератами с прослоями гравия и песка, а также разнообразными по окраске бокситовидными и брекчиевидными глинами. Конгломераты развиты в Мостовской депрессии больше, чем в двух других депрессиях.

Сероцветная толща является продуктивной, в нижней части состоит из песчано-алевритовых пород, которые вверх по разрезу переходят в аргиллиты с мощными пластами бурого угля. Залежи угля промышленного значения известны лишь в двух депрессиях — Богословско-Веселовской и Волчанской. Болотные фации составляют не более 14—18% от общей мощности континентальных образований.

4. Песчано-алевритовые породы обычно имеют аркозовый состав, реже — грауваковский, обладают слабой отсортированностью и окатанностью зерен. Тяжелая фракция пород Богословско-Веселовской депрессии, по данным В. А. Князева, представлена сидеритом (80%) и в меньшей степени эпидотом, роговой обманкой, рутилом, магнетитом, гранатом и другими минералами. Такой же минеральный состав имеют породы Волчанской депрессии.

5. Рассматриваемые отложения по возрасту являются рэт-лейасовыми (Криштофович, 1912; Черноусов, 1961).

Вторая группа. К ней относятся Мысовская, Атюсская, Чаповская и Северо-Сосьвинская депрессии, а также отложения, развитые около Ауэрбаховского рудника, на Белкинском месторождении каолиновых глин, в окрестностях д. Лангур и др. Мысовская депрессия — самая южная, она расположена в 25—30 км юго-западнее г. Серова, а Северо-Сосьвинская — в бассейне р. Северной Сосьвы (эта самая северная структура). С юга на север отмечается увеличение протяженности депрессий от 3 км (Мысовская) до 200 км и более (Северо-Сосьвинская), а также мощности континентальных отложений от 30 до 200 м. В этом же направлении роль болотных фаций возрастает.

Для перечисленных депрессий второй группы общими и наиболее характерными признаками являются следующие.

1. Они приурочены к восточному борту Тагильского погружения и имеют меридиональное простирание. Мезозойские отложения сложены в очень пологие, крайне слабо выраженные синклинальные складки; углы падения западных крыльев структур не превышают 5°, а восточных 15°. Осложнение их дизъюнктивными нарушениями не отмечается.

2. Континентальные образования расчленяются на две толщи. Нижняя во всех депрессиях выражена главным образом грубообломочными породами — галечниками преимущественно кварцевого состава. В меньшей степени развиты гравелиты и крупнозернистые кварцевые пески. Гальки коренных палеозойских пород встречаются редко и лишь в основании разреза. Верхняя часть разреза представлена чередованием кварцевых песчано-алевритовых пород с глинами и пластами бурого угля.

3. Песчано-алевритовые породы обычно имеют кварцевый, реже полевошпато-кварцевый состав; обладают хорошей отсортированностью зерен. Тяжелая фракция их, в отличие от описанных выше, представлена магнетитом и ильменитом (50%), нерудными непрозрачными минералами (14%), эпидотом (11%), пиритом (6%), а легкая фракция — кварцем (88%). Остальные минералы играют ничтожную роль¹.

¹ Здесь и ниже приведены средние данные из 620 иммерсионных анализов.

4. По возрасту отложения описываемой группы депрессий являются среднеюрскими (Криштофович, 1912; Черноусов, 1961; Бежаев, 1959).

На Южном Урале в пределах Магнитогорского погружения отложения аналогичного литологического состава и возраста очень широко развиты от верховьев р. Аюллы на севере до истоков р. Ори на юге, где ими выполнены две обширные депрессии — Таналык-Баймакская и Орская. С севера на юг площадь развития этих отложений постепенно возрастает. Мощность их в этом направлении также увеличивается от нескольких десятков метров в северной части Таналык-Баймакской депрессии до 540 м в центральной части Орской депрессии. Рассматриваемые депрессии имеют очень большое сходство в строении: а) обе они простираются в меридиональном направлении. Первая имеет протяженность до 110 км, а вторая — до 150 км; б) континентальные отложения слегка смяты в очень пологие синклинальные складки; углы падения крыльев не превышают 15°, причем западные крылья складок более пологие, чем восточные; в) в основании разреза залегают галечники, которые вверх по разрезу переходят в песчано-алевритовые и глинистые отложения с пластами бурого угля. Роль грубообломочных пород с севера на юг постепенно уменьшается, в то время как значение болотных фаций в этом направлении увеличивается; г) в составе галечников и песчано-алевритовых пород преобладает кварц. Тяжелая фракция песчаников представлена преимущественно эпидотом (45%), нерудными непрозрачными минералами (10%), магнетитом и ильменитом (12%), сидеритом (10%), а легкая — кварцем (72%). Среднеюрский возраст описываемых отложений установлен многими исследователями (Генкина, 1959; Безруков и др., 1934; Леоненко, 1961).

Третья группа. К данной группе относятся Катасьминская, Замарайская, Еловская, Ларьковская, Глухарная депрессии и небольшие эрозионные впадины около Масловского и Самского рудников. Самая южная из них — Катасьминская — расположена в 20—25 км юго-западнее г. Серова, а Замарайская представляет собой ее северное продолжение. В 10—15 км к северо-востоку от г. Серова наблюдается Еловская депрессия, а также Екатерининская, Глухарная и др. Все они характеризуются следующими закономерностями.

1. Депрессии расположены восточнее депрессий второй группы, вдоль границы Тагильско-Магнитогорского погружения и Восточно-Уральского поднятия. Они простираются в меридиональном направлении, имеют протяженность от 3 до 30 км и глубину свыше 100 м.

2. В структурном отношении эти депрессии представляют собой очень пологие эрозионные впадины, заполненные континентальными и морскими отложениями, дислоцированность которых практически не отмечается.

3. Морские осадки сложены глауконитовыми песчаниками, опоками, опокovidными глинами, а также трепелами. Нижележащая континентальная толща представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевритами с подчиненными прослоями глин и бурого угля. Конгломераты отсутствуют, и лишь изредка, в основании разреза, встречаются крупнозернистые пески с кварцевой галькой до 1 см в поперечнике.

4. Песчаники и алевриты кварцевые обладают хорошей отсортированностью и окатанностью зерен. Тяжелая фракция их в основном состоит из магнетита и ильменита (34%), нерудных непрозрачных минералов (20%) и пирита (8%). Легкая фракция на 87% состоит из кварца. Остальные минералы присутствуют в небольших количествах.

5. Достоверные сведения о верхнеюрском возрасте рассматриваемых отложений имеются лишь для Катасьминской депрессии: они изучались автором в 1961 г. очень тщательно.

Наряду с описанными отложениями, на Урале имеются более молодые — меловые континентальные отложения, которые развиты восточнее описанных, за пределами Тагильско-Магнитогорского погружения и в работе не рассматриваются.

Приведенные данные позволяют отметить следующие особенности описываемых отложений.

1. На Восточном склоне Урала рэт-лейасовые угленосные отложения смяты в резко выраженные синклинальные складки, восточные крылья которых осложнены надвигом, обладают полимиктовым составом и плохой сортировкой терригенного материала. Сами депрессии приурочены к осевой части Тагильского погружения. Наиболее крупные залежи угля, имеющие промышленное значение, связаны именно с отложениями данного литологического состава и возраста.

2. Среднеюрские отложения сложены в менее отчетливо выраженные синклинальные складки с углами падения крыльев 5—15°. Галечники и песчано-алевритовые породы имеют преимущественно кварцевый состав. Они отличаются от рэт-лейасовых и по минеральному составу, а именно наличием в тяжелой фракции большого количества минералов группы эпидота. Промышленная угленосность среднеюрских отложений выявлена лишь в Северо-Сосьвинской депрессии и в южной части Орской.

3. Верхнеюрские отложения залегают почти горизонтально; песчано-алевритовые породы состоят из кварца и обладают хорошей отсортированностью и окатанностью

терригенного материала, в разрезе отсутствуют грубообломочные породы. К отложениям верхней юры приурочены лишь небольшие линзы лигнита, а также прослой бурых углей, в которых растительные остатки имеют очень низкую степень углефикации.

4. По структурно-тектоническому строению депрессий и данным детальных литологических исследований, тяжелой и легкой фракции в особенности, можно установить не только возраст угленосных отложений, но и определить перспективы их угленосности.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Н.-и. ин-та геол. и минералогии, вып. 7, 1934.
- Бежаев М. М. Условия формирования угленосных отложений Атюсской депрессии на Северном Урале. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 32, 1959.
- Бежаев М. М. К вопросу об условиях накопления юрских континентальных угленосных отложений на Восточном склоне Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 61, 1961.
- Бежаев М. М. и Князев В. А. Литологический состав и условия образования среднеюрских континентальных отложений Восточного склона Урала. Докл. АН СССР, т. 147, № 1, 1962.
- Генкина Р. З. Ископаемая флора и стратиграфия угленосных отложений Северо-Сосьвинского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1960.
- Генкина Р. З. Ископаемая флора юрских угленосных отложений Восточноуральского бурогоугольного месторождения и ее стратиграфическое значение. Углетехиздат, 1959.
- Криштофович А. Н. Растительные остатки мезозойских угленосных отложений Восточного склона Урала. Изв. Геол. ком-та, т. 31, № 7, 1912.
- Леоненко Н. И. Геологическая характеристика распространения нижнемезозойских отложений в южной части Магнитогорского синклиория. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 12, 1961.
- Черноусов Я. М. Фации мезозойских угленосных отложений восточного склона Среднего и Северного Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та им. В. В. Вахрушева, вып. 39, 1961.

Институт геологии
Уральского филиала АН СССР
Свердловск

Дата поступления
24.VII.1963

УДК 552.55 (471.503)

ОБ ЭКСПЛОЗИВНЫХ КРЕМНИСТЫХ БРЕКЧИЯХ СРЕДИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Ю. В. ПОКРОВСКИЙ

В палеозойских отложениях Южного Урала широко распространены разнообразные кремнистые брекчии, вопрос о генезисе которых в большинстве случаев является спорным. В ряде мест некоторые признаки этих брекчий позволяют говорить с большей или меньшей степенью вероятности либо о тектоническом, либо о подводнооползневом их происхождении.

Кремнистые брекчии, развитые среди кремнистых и эффузивных пород нижнего и среднего палеозоя, относятся к иному генетическому типу. Некоторые признаки (морфология и условия залегания, состав и форма обломков, тип цемента и др.) доказывают вулканический, эксплозивный характер этих брекчий.

Пласты и линзы вулканических кремнистых брекчий наблюдаются на Западном склоне Южного Урала довольно часто в разрезах кремнисто-вулканогенных толщ силура и девона, но морфологически хорошо выраженный эксплозивный центр был обнаружен лишь в одном месте — на левобережье р. Жаксы-Каргала, в 5 км выше впадения в нее р. Шанды (Северные Мугоджары). В основании разреза здесь залегают сильно выветренные сургучно-красные кремнистые породы ордовика (Леоненко, 1955). Расположенные стратиграфически выше темно-серые и черные, тонко- и средне-слоистые фтаниты с раковистым изломом принадлежат сакмарской свите, лландоверийско-венлокский возраст которой доказывается многочисленными находками граптолитов. Видимая мощность сакмарской свиты на рассматриваемом участке не превышает 100 м. Выше резко несогласно залегают грубые и среднезернистые туфы мощностью до 40—50 м, состоящие из неправильных угловатых обломков кислых и основных эффузивных пород — диабазов, спилитов, альбитофиров, кварцевых альбитофиров; размер обломков от нескольких миллиметров до 2—3 см. Связующая масса в туфах кварцево-альбитовая или кремнисто-хлоритово-эпидотовая. Выше по разрезу наблюдается невыдержанная пачка кварцевых песчаников мощностью от 1—2 до 10—12 м. Зерна кварца от 0,1 до 1—2 мм, плохо окатанные или угловатые. Кроме кварца в небольшом количестве присутствуют обломки яшм (0,2—0,5 мм) и калиевых полевых шпатов (0,5—1 мм). Цемент в песчаниках практически отсутствует или полностью переработан вторичными процессами (окремнение и серицитизация).



Фиг. 1. Обнажение кремнистой брекчии

Возраст туфов и тесно связанных с ними песчаников предположительно кобленц-эйфельский на основании находки в соседнем районе в сходных туфах линзы известняков, содержащих остатки фауны кобленц-эйфеля.

Верхняя часть рассматриваемого разреза представлена несогласно залегающей толщей яшм, в которых развита вышеупомянутая брекчия. Яшмы красные, серовато-желтые и желто-зеленые, слоистые, иногда тонкоплитчатые: состоят они из крипто- и микрокристаллического кремнезема — халцедона и кварца. Яшмы содержат много остатков радиолярий в виде сферических образований размером 0,1—0,3 мм, сложенных перекристаллизованным более крупнозернистым агрегатом кварца и халцедона. Встречаются спикеры губок. Вверху разреза яшм наблюдаются прослои и линзы оливково-зеленых и зеленовато-желтых, тонко- и косослоистых кремнистых туффитов мощностью до 8—10 м. Туффиты образованы тонкими волокнами и чешуйками зеленого хлорита, обломками (0,05—0,1 мм) микрокристаллического халцедона, кварца и альбита. Отдельные прослои в туффитах обогащены остроугольными и серповидными осколками вулканического стекла, полностью замещенного зеленым хлоритом. Мощность яшмовой толщи около 300 м. По литологическим признакам и положению в разрезе яшмы с линзами туффитов условно можно сопоставить с бугулыгирской толщей Восточного склона Южного Урала и считать их возраст эйфельским.

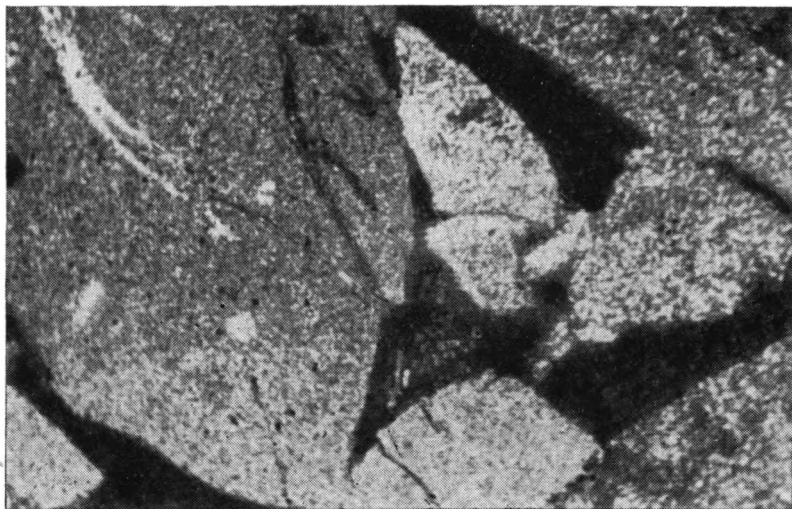
Интересующая нас взрывчатая брекчия развита в пределах небольшой брахисинклинали, сложенной вышеописанными туфами кобленц-эйфеля и эйфельскими яшмами, и приурочена к разлому северо-западного простирания, вдоль которого в 0,5 км восточнее наблюдается внедрение дайки кварцевых альбитофиров, мощностью 2—3 м.

Морфологически брекчия хорошо выражена в рельефе в виде скалистых утесов высотой 15—20 м, резко выделяющихся на фоне сглаженных гряд и увалов, сложенных кремнистыми породами (фиг. 1). В плане брекчия имеет неправильные очертания, приближающиеся к овалу, вытянутому с запада на восток, размером 75 м по длинной оси и 30 м по короткой. В разрезе она представляет собой трубообразное крутопадающее тело с углом падения 70°. Контакт брекчии с вмещающими яшмами резкий, со следами гидротермального воздействия. Зона экзоконтакта шириной до 1,5—2 м представлена обеленными яшмами. Цемент брекчии в зоне эндоконтакта осветлен, в нем по трещинам и в порах наблюдаются ярко-желтые и красные охристые образования. Следы оплавления вмещающих пород и обломков брекчии у контакта отсутствуют.

Брекчия очень крепкая, образована плотно сцементированными обломками желтовато-бурых и серо-зеленых яшм. Размер обломков 1—3 см, реже 0,1—0,5 см, но в целом для брекчии характерны угловатые, часто остроугольные обломки размером 2—1 см, не обнаруживающие следов окатанности, сортировки или ориентировки. В нижней части обнажения брекчии размер обломков, сохраняющих угловатые очертания, увеличивается до 5—10 см и они представлены здесь красными и темно-бурыми яшмами. Посторонних пород среди обломков не обнаружено.

Микроскопическое изучение обломков брекчии показало их полную идентичность с вмещающими яшмами. Это тонкослоистые их разновидности, богатые остатками радиолярий и спикер губок. В некоторых обломках яшм встречаются чешуйки серицита и хлорита.

Цемент брекчии зеленовато-серый, плотно связывающий почти не соприкасающиеся



Фиг. 2. Кремнистая брекчия.

Шлиф, николи +, увел. 40

ся обломки. Под микроскопом видна его обломочная структура, напоминающая пирокластическую. В цементе различаются мелкораздробленные остроугольные обломки яшм (0,1—0,5 мм), содержащих остатки радиолярий и спикул губок, т. е. аналогичные более крупным обломкам брекчии (фиг. 2). Они погружены в тонкозернистую связующую массу, состоящую из крипнокристаллического кремнезема, в котором рассеяны многочисленные осколки (0,02—0,05 мм) кварца, альбита, халцедона и тонкие чешуйки (0,005—0,1 мм) хлорита и серицита. Проявлений катаклаза в обломках и минералах цемента не обнаружено.

В зоне эндоконтакта в цементе брекчии развиты гидротермальные минералы — сфен с лейкоксеном, пирит, гематит, лимонит, гипс. Гидротермальные минералы в зоне экзоконтакта в яшмах представлены кристаллами пирита, слутками гематита и тонкими прожилками более крупнозернистого кварца.

Трубообразная форма тела брекчии и условия ее залегания в яшмах, отсутствие следов расслаивания и катаклаза исключают возможность отнесения брекчии к тектоническим образованиям, возникшим под действием тектонических движений, которые привели бы к дроблению пород в зонах разрывных нарушений.

Секущее положение брекчии, форма и характер обломков, присутствие тонкоизмельченного материала в цементе, наконец, наличие приконтактных изменений позволяют сделать вывод об ее взрывном происхождении.

Отсутствие постороннего материала в обломках брекчии, по-видимому, связано почти с чисто газовым характером взрывов, происходивших на небольшой глубине в условиях относительно низких температур. В результате образовавшиеся в ослабленных зонах вдоль разломов брекчии не несут следов высокотемпературного метаморфизма.

Вулканические взрывные брекчии мало известны в литературе, однако они, вероятно, не представляют исключительного явления даже среди осадочных пород. Брекчии вулканического происхождения, в основном состоящие из материала осадочных пород, слагающих стенки канала извержения, описаны, например, Н. В. Короновским и Е. Е. Милановским в Дарьяльском ущелье р. Терек (Центральный Кавказ).

ЛИТЕРАТУРА

- Авров Д. П., Баранов Г. И. Вулканогенные брекчии хр. Сарытау. Бюл. научно-техн. информ., № 7 (12), 1957.
 Короновский Н. В., Милановский Е. Е. Верхнечетвертичные взрывные центры в Дарьяльском ущелье Терека (Центр. Кавказ). Докл. АН СССР, т. 141, № 3, 1961.
 Леоненко Н. И. Силурийские отложения Кос-Истеского района (Северные Мугуджары). Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 13, 1955.
 Мерлич Б. В. Взрывные брекчиевые дайки в Закарпатье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1958.
 Ташинина М. В., Чепрасов Б. Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 21, 1955.

Геологический институт АН СССР
 Москва

Дата поступления
 23.IV.1964

ГЕРМАНИЙ В ОСНОВНЫХ ТИПАХ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

А. З. ШИРОКОВ, С. М. СЕДЕНКО

Как известно, германий является одним из наиболее типичных рассеянных элементов. Практически вся масса германия в литосфере находится в рассеянном состоянии. Присутствие его установлено во всех типах магматогенных пород и в большей части осадочных образований. Однако полное представление о количественном распределении этого элемента среди различных пород не может быть составлено из-за недостаточности накопленных знаний. Необходимые сведения имеются только для основных типов изверженных горных пород, изучением которых занимались П. Г. Гаррис, Х. Ониши, С. А. Эль-Вардани, И. Д. Бартон, Е. С. Бурксер, Л. В. Тауссон, Н. Г. Лин и др. Приводимые этими авторами данные свидетельствуют о практически одинаковой концентрации германия в основных, средних и кислых породах, причем характерно, что крайние значения концентрации во всех случаях отличаются от средних цифр в незначительной степени.

Академик А. П. Виноградов считает, что средние содержания германия в основных типах магматогенных пород следующие (в %): ультраосновные $1,10 \cdot 10^{-4}$, основные $1,5 \cdot 10^{-4}$, средние $1,5 \cdot 10^{-4}$, кислые $1,4 \cdot 10^{-4}$. Для земной коры в целом А. П. Виноградов (1962) принимает цифру $1,4 \cdot 10^{-4}$.

Вопрос о средних концентрациях германия в осадочных породах еще далек от разрешения. Систематическое определение этого элемента производилось лишь в ископаемых углях и в осадочных рудах железа. В какой-то мере последовательно изучались глинистые образования. Для всех остальных пород имеются лишь отрывочные несистематизированные сведения, на основании которых можно заключить, что в отличие от магматогенных образований для осадочных пород характерна значительная неравномерность распределения германия. В частности, в глинистых породах и минералах концентрация его колеблется от нуля до 12 г/т, в осадочных рудах железа — от 0,02 до 6—7 г/т, в современных торфах — от нуля до 6 г/т.

Мы предприняли попытку произвести систематическое изучение германиеносности основных типов осадочных пород (аргиллитов, песчаников и известняков) в некоторых регионах: в угленосных отложениях Украины и мощных глинистых и флишевых толщах Северного Кавказа. Всего было проанализировано 97 образцов. Определение концентрации производилось химическим путем по методике, разработанной В. А. Назаренко (1958).

Для проверки правильности получаемых результатов каждая четвертая проба подвергалась контрольному анализу. Контроль показал хорошую сходимость результатов; ошибка определений не превышала 15%.

Результаты проведенных работ дали возможность составить достаточно полное представление о германиеносности осадочных пород изученных регионов. Кроме того, сопоставление полученных нами результатов с данными других исследователей позволило выявить некоторые закономерности в распределении германия среди основных типов осадочных горных пород.

ГЕРМАНИЙ В ИЗВЕСТНЯКАХ И МЕРГЕЛЯХ

Определение германия произведено в 22 образцах известняков и 6 образцах мергелей. Результаты анализов приводятся в табл. 1.

Полученные данные свидетельствуют о том, что все изученные известняки характеризуются крайне низким содержанием германия — от 0,1 до 0,77 г/т. Средняя концентрация его 0,42 г/т, что почти в четыре раза меньше весового кларка этого элемента в земной коре. Средняя концентрация германия в мергелях 1,1 г/т при колебаниях от 0 до 1,7 г/т.

Колебания в содержании германия в известняках и мергелях связаны с изменением количества содержащегося в этих породах терригенного материала: с увеличением роли последнего увеличивается и концентрация германия. При сопоставлении графиков содержаний германия и нерастворимого в соляной кислоте остатка обнаруживается их полное подобие (см. график).

Еще меньшие содержания германия приводят для карбонатных пород другие авторы. По определениям И. Л. Бартон (1960), содержание германия в известняках, меле и доломите колеблется от 0,03 до 0,17 г/т. С. А. Эль-Вардани (1958) сообщает, что в известняках и доломитах он вообще не обнаружил этого элемента.

Приведенные материалы позволяют заключить, что карбонатные породы в целом характеризуются весьма низкой германиеносностью. Содержание германия в них намного ниже кларкового.

Таблица 1

Содержание германия в известняках и мергелях

№ пробы	Порода и место взятия образца	Содержание германия, г/т	Содержание нерастворимого остатка, %
Известняки			
1	Западный Донбасс, Новомосковский район, нижний карбон	0,20	4,7
2	Там же	0,10	5,3
3	» »	0,27	15,2
4	» »	0,42	41,5
5	» »	0,15	5,5
6	» »	0,28	12,1
7	» »	0,82	
8	» »	0,20	2,8
9	» »	0,34	4,4
10	» »	0,33	4,0
11	» »	0,35	14,2
12	Западный Донбасс, Петропавловский район, нижний карбон	0,25	6,5
13	Западный Донбасс, Красноармейский район, нижний карбон	0,77	34,5
14	Там же	0,44	35,3
15	Северо-Западный Кавказ, р. Сочинка, палеоген	0,75	
16	Там же	0,65	
17	» »	0,45	9,7
18	» »	0,58	22,4
19	» »	0,42	
20	Северо-Западный Кавказ, р. Псеуапсе, верхний мел	0,57	13,0
21	Там же	0,40	12,9
22	» »	0,60	33,2
Среднее		0,42	
Мергели			
23	Западный Донбасс, Новомосковский район, нижний карбон	1,7	
24	Северо-Западный Кавказ, р. Вулан, верхний мел	1,5	
25	Там же	1,5	
26	» »	0,0	
27	» »	1,0	
28	» »	1,3	
Среднее		1,1	

ГЕРМАНИЙ В ГЛИНИСТЫХ ПОРОДАХ

Определение концентрации германия производилось в образцах аргиллитов, отобранных из различных горизонтов угленосных и сланцевых свит Донбасса и Северного Кавказа. Всего было проанализировано 44 образца. Результаты анализов приводятся в табл. 2. Как видно из таблицы, концентрация германия в аргиллитах колеблется от 0,7 до 3,9 г/т при среднем содержании 2,4 г/т.

Характер распределения германия в породах, формировавшихся в разных геологических условиях, различен. В монотонных сланцевых свитах Кавказа его содержание колеблется от 2,0 до 3,1 г/т, т. е. элемент рассеян в породах весьма равномерно. В аргиллитах угленосных толщ Донбасса пределы колебаний величины концентрации значительно шире, что свидетельствует о его изменчивом размещении. Однако средние цифры в обоих случаях являются совершенно одинаковыми.

Данные других исследователей о германиеносности глинистых образований являются довольно разноречивыми (табл. 3). Из приведенных в табл. 3 цифр следует, что в большинстве случаев средние содержания этого элемента в глинистых образованиях колеблются от 0,5 до 2,0 г/т, что несколько ниже величины, полученной нами. Таким образом, можно с достаточным основанием утверждать, что содержание германия в глинистых породах превышает его весовой кларк в земной коре, т. е. эти породы являются в какой-то мере концентраторами германия.

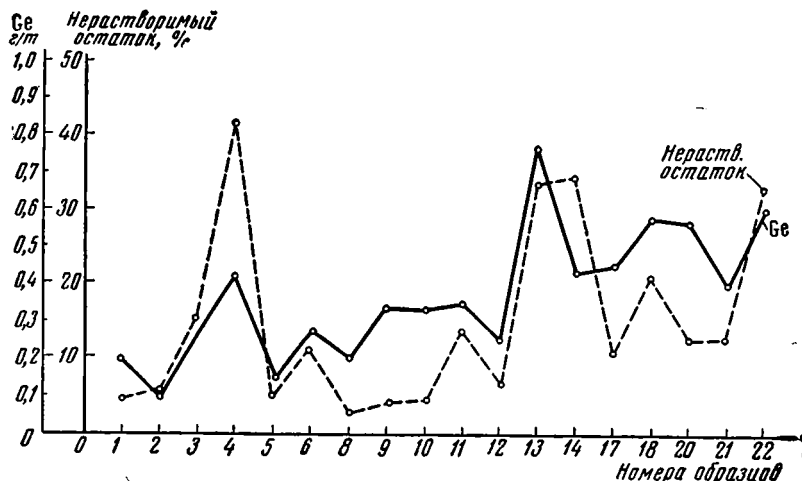


График содержания германия и нерастворимого остатка в известняках

ГЕРМАНИЙ В ПЕСЧАНИКАХ И АЛЕВРОЛИТАХ

Определение концентрации германия производилось в породах мезозойского возраста Северного Кавказа. Всего проанализирован 21 образец, среди которых 19 представлены олигомиктовыми разностями и 2 мономинеральными (кварцевыми). В олигомиктовых песчаниках главным компонентом является кварц, количество которого колеблется от 50 до 80%. Среди второстепенных компонентов встречаются полевой шпат, мусковит, глауконит и амфибол. В породе обычно присутствуют либо один, либо два второстепенных компонента, чаще всего полевой шпат и мусковит. Реже эту роль выполняет глауконит, еще реже амфибол. Во всех образцах присутствуют акцессорные минералы. Содержание их крайне низкое, но минеральный состав разнообразен. В качестве цемента выступает глинистый, карбонатный или смешанный глинисто-карбонатный материал с различным соотношением обоих компонентов.

Результаты анализов песчаников и алевролитов приведены в табл. 4.

Как видно из приведенных цифр, среднее содержание германия в изученных образцах составляет 1,7 г/т, что весьма близко к кларковому содержанию. Однако концентрация в некоторых образцах изменяется от 0 до 3,5 г/т. При этом наблюдается некоторая зависимость между вещественным составом породы и степенью ее германиености. Устойчиво низким содержанием обладают породы с чисто карбонатным цементом, концентрация в которых колеблется от 0 до 1,6 г/т при среднем содержании 1,0 г/т. Наиболее высокой степенью германиености обладают песчаники с глинистым цементом, где среднее содержание равно 2,1 г/т. Породы со смешанным глинисто-карбонатным цементом характеризуются промежуточными значениями концентрации германия. Закономерная связь между степенью германиености пород и минеральным составом обломочной части породы не устанавливается. Не исключено, что в некоторых либо второстепенных, либо акцессорных минералах концентрация германия является повышенной, однако вследствие низких содержаний этих компонентов влияние их на общую германиеность пород не велико.

По сводке Берлинского центрального института геологии, содержание германия в песчаниках изменяется от 0,8 до 2,1 г/т, т. е. в среднем равно 1,9 г/т.

Рассмотренные выше материалы позволяют прийти к выводу, что колебание величины средних содержаний германия в каждой группе осадочных пород происходит в довольно узких пределах и ограничивается для известняков цифрами порядка $0,1—0,4 \cdot 10^{-4}\%$, для песчаников и алевролитов $1,5—1,9 \cdot 10^{-4}\%$, для глинистых пород $1,6—2,4 \cdot 10^{-4}\%$. Это дает основание достаточно обоснованно решать вопрос о средних содержаниях германия в осадочных породах в целом. По нашему мнению, накопленный в настоящее время материал позволяет остановиться на следующих величинах кларков германия в основных типах осадочных горных пород.

Породы	Кларки германия, %
Известняки	$0,25 \cdot 10^{-4}$
Песчаники и алевролиты	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Глинистые породы	$2,0 \cdot 10^{-4}$

Таблица 2

Содержание германия в аргиллитах

№ пробы	Место взятия образца	Содержание германия, г/т	№ пробы	Место взятия образца	Содержание германия, г/т
1	Дагестан, р. Аварское Койсу, нижняя юра	2,8	26	Западный Донбасс, Красноармейский район, нижний карбон	3,0
2	Там же	2,0			
3	» »	2,2	27	Там же	2,3
4	» »	2,1	28	» »	3,0
5	» »	2,8	29	Западный Донбасс, Павлоградский район, нижний карбон	2,3
6	» »	2,0			
7	Северо-Западный Кавказ, р. Вулан, нижний мел	2,3	30	Там же	2,3
8	Там же	2,5	31	» »	2,6
9	» »	2,9	32	» »	3,5
10	» »	2,0	33	» »	2,8
11	» »	3,1	34	» »	2,8
			35	» »	3,9
	Среднее	2,4	36	» »	3,1
12	Западный Донбасс, Петропавловский район, нижний карбон	3,4	37	» »	0,4
			38	» »	2,1
13	Там же	2,3	39	» »	2,6
14	» »	2,0	40	» »	2,6
15	» »	3,6	41	» »	2,0
16	» »	1,3	42	» »	0,7
17	» »	3,3	43	» »	2,2
18	» »	2,0	44	» »	1,4
19	» »	0,7		Среднее	2,4
20	Западный Донбасс, Красноармейский район, нижний карбон	3,4		Среднее по аргиллитам Кавказа и Донбасса	2,4
21	Там же	3,2			
22	» »	3,2			
23	» »	2,8			
24	» »	2,3			
25	» »	2,6			

Таблица 3

Содержание германия в различных глинистых образованиях

Породы и минералы	Среднее содержание германия, г/т	Пределы колебаний содержания германия, г/т	Автор
Глинистые сланцы (средняя проба из 3 образцов, США)	0,8	—	С. А. Эль-Вардани (1957)
Сланец гленвудский (США)	1,6	1,5—1,6	То же
Сланец кембрийский (США)	1,5	—	» »
Пелагические глины (Тихий океан)	2,0	—	» »
Глинистые сланцы (Япония)	1,6	0,8—1,7	Х. Оиши (1956)
Глинистые сланцы (Япония, США)	2,0	—	То же
Глины и глинистые сланцы	—	0,2—3,2	И. Д. Бартон (1959)
Каолинит	—	1,0—1,4	С. А. Эль-Вардани (1959)
Иллит	1,2	—	То же
Монтмориллонит морской	0,5	—	» »
Монтмориллонит континентальный	—	0,0—12,0	» »

Таблица 4

Содержание германия в песчаниках и алевролитах

№ образца	Место взятия образца	Содержание германия, г/т	Минеральный состав породы			Состав цемента
			главный минерал	второстепенные минералы	акцессорные минералы	
1	Дагестан, р. Койсу, нижняя юра	1,6	Кварц	Амфибол, полевой шпат, мусковит	Ильменит, циркон, турмалин	Глинисто-карбонатный
2	Там же	1,8	»	Полевой шпат	Ставролит, марказит	»
3	» »	1,9	»	Полевой шпат, мусковит	Лимонит, пирит	Глинистый
4	» »	2,2	»	То же	Пирит	»
5	» »	1,5	»	Мусковит	Пирит, доломит	»
6	Западный Кавказ, р. Вулан, нижний мел	2,0	»	Полевой шпат	Ильменит, циркон, турмалин	Глинисто-карбонатный
7	Там же	2,4	»	Глауконит, мусковит	Пирит, гранат, ставролит	Глинистый
8	» »	1,3	»	Глауконит, полевой шпат	Пирит, турмалин, дистен, циркон, гранат	Карбонатный
9	» »	1,8	»	Полевой шпат	Пирит, гранат, силлиманит	Глинисто-карбонатный
10	» »	1,4	»	Полевой шпат, мусковит	Мусковит	Карбонатный
11	Западный Кавказ, р. Шапсухо, нижний мел	0,8	»	Полевой шпат	Турмалин, эпидот, циркон	»
12	Там же	1,7	»	Полевой шпат, мусковит	Пирит	Глинисто-карбонатный
13	» »	1,6	»	Полевой шпат	Глауконит, циркон, турмалин, рутил	Карбонатный
14	» »	2,7	»	То же	Турмалин, циркон	Глинистый
15	» »	2,1	»	» »	Циркон, гранат	»
16	Западный Кавказ, р. Безепс, нижний мел	3,5	»	Полевой шпат	Марказит, пирит, турмалин, гранат	Глинисто-карбонатный
17	Там же	2,0	»	Полевой шпат, мусковит	Глауконит, турмалин	»
18	» »	1,0	»	Полевой шпат, мусковит	Пирит, глауконит, турмалин	»
19	» »	1,4	»	То же	Глауконит, пирит, циркон	»
20	» »	Не обн.	»	» »	Циркон, турмалин	Карбонатный
21	» »	1,3	»	Полевой шпат	Пирит, турмалин	Глинисто-карбонатный
Среднее		1,7				

Приведенные цифры свидетельствуют о том, что в распределении германия среди осадочных образований наблюдается определенная закономерность, а именно: концентрация германия в хемогенных породах является минимальной, а в глинистых — максимальной. Это обстоятельство позволяет высказать предположение о том, что в зоне гипергенеза фиксация германия в устойчивой форме проявляется наиболее широко при процессах образования глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
- Назаренко В. А., Лебедева Н. В., Равицкая Р. В. Метод определения германия в рудах, углях и промышленных отходах. Заводск. лаборатория, т. XXIV, 1958.
- Эль-Вардани С. А. О геохимии германия. В сб. «Геохимия редких элементов». Изд. иностр. лит., 1959.
- Burton I. D., Culkin T., Riley I. P. The abundances of gallium and germanium in terrestrial materials. Geochim. et cosmochim. acta, v. 16, No. 1—3, 1959.

Отделение горнорудных проблем
АН УССР
Днепропетровск

Дата поступления
19.II.1964

УДК 549.623.9

К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ФРАКЦИЯМ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Ц. М. РАЙТБУРД, А. М. ЦАРЕВА

Классификации гранулометрических элементов глинистых пород в грунтоведении, инженерной геологии и почвоведении посвящено много работ. В них предложены различные классификации глинистых пород по гранулометрическому составу. Еще в 1893 г. Р. Р. Вильямс отметил, что фракция меньше 0,001 мм обладает свойствами, резко отличными от свойств более крупных фракций, в связи с чем он выделил ее как глинистую. В 1933 г. В. В. Охотиным была разработана гранулометрическая классификация грунтов, в которой за глинистую принята фракция меньше 0,002 мм. М. М. Филатовым (1936) и В. А. Приклонским к грубой глинистой фракции отнесена фракция 0,005—0,001 мм, а к тонкой — фракция меньше 0,001 мм. С. С. Морозов (1949), анализируя свойства отдельных фракций, пришел к выводу, что именно фракция меньше 0,001 мм резко отличается от более крупных фракций по физическим свойствам и емкости поглощения. Такого же мнения придерживался Е. М. Сергеев (1959). П. Ф. Мельников (1963) отмечает отсутствие до настоящего времени единой достаточно научно обоснованной гранулометрической классификации глинистых пород, к числу которых относятся глины, суглинки и супеси. В предлагаемой им классификации за глинистую принимается также фракция меньше 0,001 мм.

Сложность вопроса классификации глинистых пород по гранулометрическому составу связана с тем, что глины содержат минералы, резко различные по своим свойствам: кварц, полевые шпаты, слюды, глинистые минералы, сосредоточенные в различных фракциях. Так, именно глинистые минералы обуславливают многие важнейшие физико-механические свойства глинистых пород, такие, как пластичность, набухание, сжимаемость, просадочность, морозное пучение и др.

Поэтому определяющим фактором при выборе границы между пылевой и глинистой фракциями должно быть наличие существенного количества глинистых минералов во фракции, принятой за глинистую. С этой точки зрения большой интерес представляет изучение распределения глинистых минералов по фракциям.

При исследовании минералого-петрографических особенностей глинистых пород, встречающихся в природе, нами был определен минеральный состав фракций этих пород. Всего было изучено более 200 образцов, в том числе: лёссы Туркмении, лёссовые породы КМА, лёссы Китая, моренные озерные и аллювиальные отложения р. Печоры, пестроцветные глины соленосной толщи месторождения Туз-Таг и др.

Мелкие фракции (до размера 0,05 мм) были выделены седиментационным способом с подготовкой образцов по методике, принятой при дисперсном определении гранулометрического состава, т. е. образцы предварительно растирали с 4%-ным раствором пирофосфорнокислого натрия. Фракции крупнее 0,05 мм разделяли ситовым методом. Через сита пропускали образцы в водонасыщенном состоянии.

Фракции крупнее 0,005 мм изучали в иммерсионных жидкостях. Их анализ показал, что во всех фракциях крупнее 0,01 мм глинистые минералы отсутствуют, а фракция 0,01—0,005 мм содержит единичные крупные зерна каолинита и реже — агрегаты других глинистых минералов.

Минеральный состав фракций 0,005—0,001 и меньше 0,001 мм определяли рентгеноструктурным методом. Анализировались ориентированные агрегаты образцов: насыщенные глицерином, прокаленные при температуре 600°, а некоторые образцы после обработки подогретой соляной кислотой.

В результате исследований было установлено, что во всех изученных образцах глинистые минералы концентрируются во фракциях меньше 0,001 и 0,001—0,005 мм, в последней количество их несколько ниже, чем в первой. Наряду с глинистыми минералами, в той и другой фракции присутствуют неглинистые — кварц, полевые шпаты, карбонаты и др. Содержание неглинистых минералов для всех образцов во фракции 0,005—0,001 мм было выше, чем во фракции меньше 0,001 мм.

Состав глинистых минералов исследованных фракций в 129 образцах из 200 оказался полиминеральным, а в 71 образце отмечалось явное преобладание одного из трех основных глинистых минералов: каолинита, гидрослюда или монтмориллонита.

Все образцы полиминерального состава содержали во фракциях 0,005—0,001 и меньше 0,001 мм одни и те же глинистые минералы, но относительное количество их было различным.

В 48 образцах полиминерального состава относительное количество каолинита во фракции 0,005—0,001 мм увеличивается по сравнению с его относительным количеством во фракции меньше 0,001 мм. Не было ни одного образца, где бы относительное количество каолинита во фракции меньше 0,001 мм было больше, чем во фракции 0,005—0,001 мм. Вместе с тем, только в 4 образцах из 55 относительное содержание гидрослюда во фракции 0,005—0,001 мм увеличилось по сравнению с относительным содержанием ее во фракции <0,001 мм, а в 51 образце содержание гидрослюда во фракции меньше 0,001 мм значительно выше, чем во фракции 0,005—0,001 мм. Относительное содержание монтмориллонита в 4 образцах из 53 во фракции 0,005—0,001 мм больше, чем во фракции <0,001 мм, а в 49 образцах содержание монтмориллонита во фракции меньше 0,001 мм выше, чем во фракции 0,005—0,001 мм.

Таким образом, во фракции 0,005—0,001 мм из глинистых минералов преобладает каолинит и значительно реже

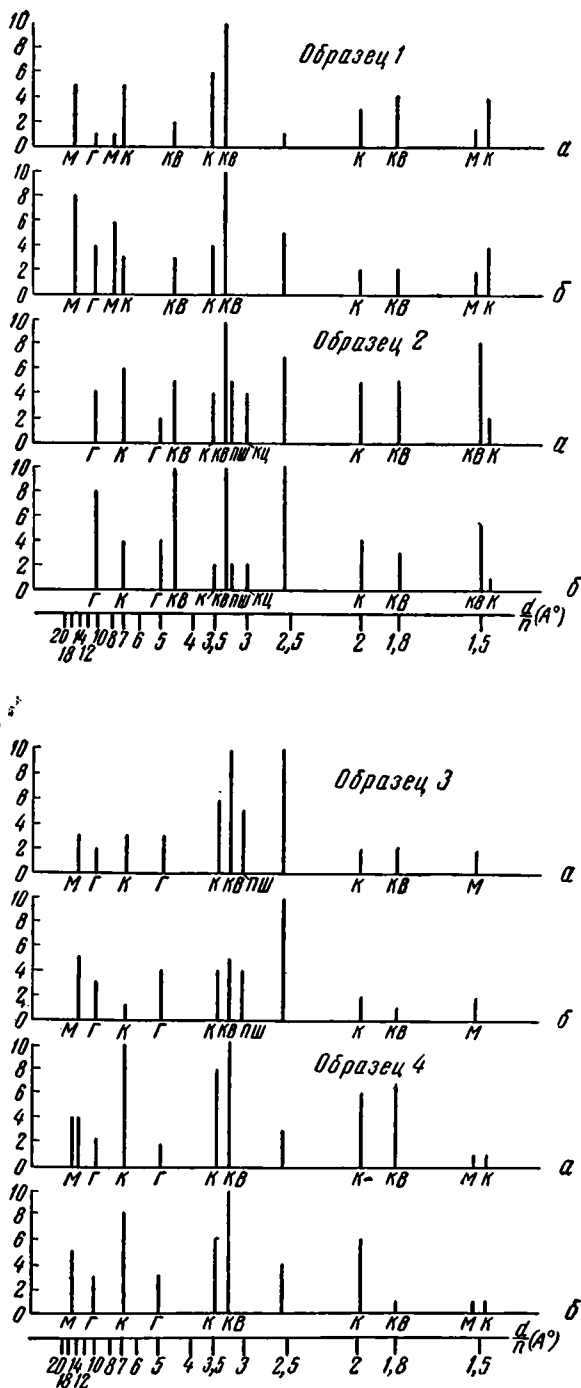


Схема рентгенограмм ориентированных агрегатов фракций 0,001—0,005 и <0,001 мм

Образцы: 1 — лёссовидный суглинок КМА, 2 — лёсс Китая, 3 — пестроцветная глина соляного месторождения Туз-Таг, 4 — морена долины р. Печоры (глицерином). Фракции (мм): а — 0,001—0,005, б — <0,001; м — монтмориллонит; г — гидрослюда; к — каолинит; кв — кварц; мш — полевой шпат; кш — кальций. Высота линий отражает интенсивность рефлектов

присутствуют, в существенных количествах гидрослюда и монтмориллонит, а во фракции $< 0,001$ мм преобладают монтмориллонит и гидрослюда.

На схеме приведены схематические изображения рентгенограмм фракций 0,005—0,001 и $< 0,001$ мм для ряда исследованных образцов с указанием интенсивностей рефлексов минералов.

Как видно из таблицы, каолинит обладает пониженными показателями пластичности и емкости поглощения по сравнению с гидрослюдой и монтмориллонитом. Этим,

Показатели пластичности и емкости поглощения глинистых минералов

Наименование показателей	Каолинит	Гидрослюда	Монтмориллонит
Пределы пластичности:			
текучесть, %	53—50	70—64	108—94
раскатывание, %	38—34	30—27	50—40
число пластичности, %	17—14	40—36	47—64
Емкость поглощения, (мг/экв на 100 г)	8—10	20—40	80—150

очевидно, и объясняется тот факт, что, при изучении физических свойств и емкости поглощения фракции 0,005—0,001 мм были получены результаты, отличные от результатов, полученных при определении тех же показателей для фракции $< 0,001$ мм, что и послужило причиной отнесения фракции 0,005—0,001 мм к неглинистой, т. е. к пылевой. С другой стороны, такие показатели, как просадочность и морозное пучение, в породах с преобладанием среди глинистых минералов каолинита

значительно выше, чем у пород, в которых преобладают монтмориллонит или гидрослюда.

Следовательно, во избежание ошибок при характеристике физико-механических свойств лёссовых и глинистых пород, залегающих на участках сезонного промерзания и оттаивания, следует учитывать наличие каолинита, сконцентрированного главным образом во фракции 0,005—0,001 мм.

Таким образом, из вышеизложенного следует:

1. Глинистые минералы концентрируются во фракциях 0,005—0,001 и $< 0,001$ мм большинства полиминеральных глинистых пород. При этом каолинит содержится в значительных количествах во фракции 0,005—0,001 мм, а монтмориллонит и гидрослюда во фракции $< 0,001$ мм.

2. При решении вопроса о выборе границы между глинистой и пылевой фракциями в классификации по гранулометрическому составу следует учитывать распределение глинистых минералов по фракциям.

ЛИТЕРАТУРА

- Мельников П. Ф. Современное состояние и значение гранулометрического анализа грунтов. *Вопр. инж. геол. и грунтовед.* Изд. МГУ, 1963.
 Морозов С. С. Химико-минералогический состав и физико-химические свойства отдельных гранулометрических фракций лёссов Приднепровья и генетически близких им пород. *Уч. зап. МГУ. Грунтоведение*, вып. 133, кн. 1, 1949.
 Охотин В. В. Гранулометрическая классификация грунтов на основе их физических и механических свойств. *Ленгострансиздат*, 1933.
 Сергеев Е. М. *Грунтоведение*. Изд. МГУ, 1959.
 Филатов М. М. *Основы дорожного грунтоведения*. Гострансиздат, 1936.

Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии
Москва

Дата поступления
27.VII.1964

УДК 553.631 (476.1)

О ЗНАКАХ РЯБИ В КАМЕННОЙ СОЛИ ВТОРОГО КАЛИЙНОГО ГОРИЗОНТА СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ю. И. ЛУПИНОВИЧ, В. З. КИСЛИК

В кровле некоторых выработок первого Солигорского комбината на втором калийном горизонте отчетливо видна своеобразная волнистость, очень сходная со знаками ряби (фиг. 1). Глинистый слой, обнажающийся в кровле этих выработок, залегает между маломощными слоями каменной соли в самой верхней части разреза второго калийного горизонта (верхняя галитовая пачка ритма Б; Щербина, 1962). Исследование показало, что наблюдаемая в глинистом слое рябь является «негативным» отражением волнистой поверхности нижележащего слоя каменной соли (фиг. 2). Мощност последнего при относительно ровной нижней поверхности колеблется от 1 до

2 см. Этот слой в нижней части сложен микрозернистым, так называемым песчаниковидным галитом желтовато-оранжевого цвета (см. фиг. 2). Размер зерен галита 0,1—0,6 мм, форма их неправильная, часто они вытянуты в плоскости слоистости. В галите наблюдаются тонкие (десятые доли миллиметра) извилистые глинисто-карбонатные прослойки. Кроме того, встречаются многочисленные мелкие (0,05—0,1 мм) зерна карбонатов. Мощность прослоя микрозернистого галита колеблется от 0,5 до 1—1,5 см.



Фиг. 1. Отпечатки знаков ряби в кровле выработки. Диаметр болтов анкерной крепи 2 см.

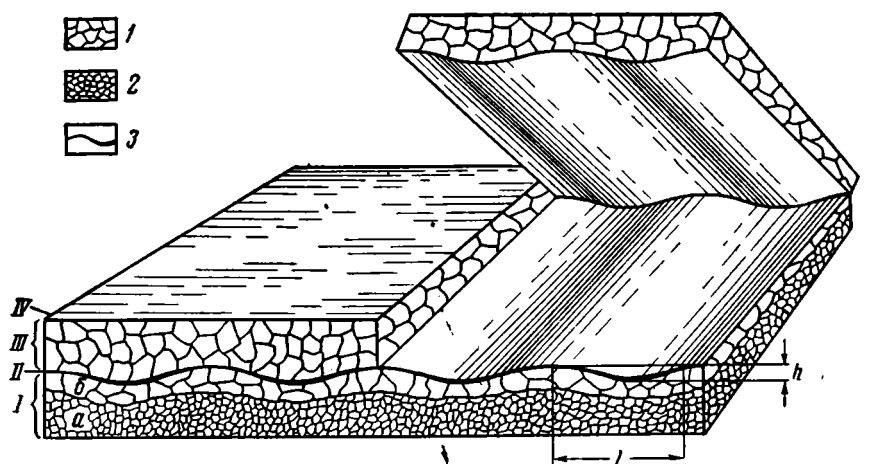
В верхней части слоя залегает прослой светло-серого мелкозернистого (1—3 мм) галита (см. фиг. 2). Форма его зерен неправильная. Некоторые зерна имеют скелетно-зональное строение. Промежутки между ними выполнены зернами карбонатов и глинистым материалом. Этот прослой характеризуется выдержанной мощностью (около 0,5 см) и в своем залегании повторяет волнистость прослоя микрозернистого галита. Таким образом, волнистая поверхность всего слоя каменной соли обусловлена колебаниями мощности прослоя микрозернистого галита. Залегающий выше маломощный (0,2—0,4 см) глинистый слой (см. фиг. 2) также повторяет характер поверхности каменной соли. При этом на гребнях он имеет меньшую мощность (0,1—0,2 см), а во впадинах — большую (0,3—0,5 см). Именно этот слой и обнажается в кровле горных выработок. Выше в разрезе залегает тонкий слой каменной соли (см. фиг. 2), который компенсирует впадины на поверхности глинистого слоя. Его мощность во впадинах 1—1,3 см, на гребнях — 0,5—0,7 см. Вышележащий глинистый слой залегает ровно.

Гребни и впадины закономерно чередуются и, судя по наблюдаемым отпечаткам, прослеживаются на многие сотни метров. В поперечном сечении знаки ряби имеют симметричное строение, причем длина волны (l) колеблется по многочисленным замерам от 7 до 11 см, а высота гребней (h) составляет примерно 1 см. Таким образом, индекс ряби (l/h) равен 7—11. В плане знаки ряби слабо извилистые (фиг. 1). Иногда наблюдается раздвоение гребней или появление во впадинах небольших дополнительных гребешков. Простирание знаков ряби в этом слое близко к северо-западному.

Изучению знаков ряби как современных, так и ископаемых посвящена обширная литература. Ископаемые знаки ряби описаны в песчаниках, алевролитах, кластических известняках, доломитовых породах, кварцитах. В каменной соли они встречаются значительно реже. Так, Е. Циммерман (Zimmerman, 1908) наблюдал мелкую рябь в каменной соли германского цехштейна. Более детальное описание знаков ряби в некоторых слоях каменной соли формации Salina дали Д. В. Кауфман и С. Б. Слоусон (Kaufmann, Slawson, 1950). Известен ряд классификаций знаков ряби в зависимости от их формы, величины основных показателей (длины волн, амплитуды, индексы), распределения слагающего их материала и т. п. (Белостоцкий, 1940; Попов, 1963; Pettijohn, 1949). По этим классификациям симметричные, выдержанные знаки ряби с индексом около 10, подобные описанным выше, относятся к ряби волнения.

Для возникновения знаков ряби необходимо сочетание ряда условий, важнейши-

ми из которых являются зернистость и несвязанность (сыпучесть) осадка и наличие движения воды вблизи дна. При этом существует сложная зависимость между характером и скоростью волнового потока, размером и удельным весом зерен и некоторыми другими факторами (Шуляк, 1961).



Фиг. 2. Знаки ряби в слое каменной соли (схематическая зарисовка)
1 — мелкозернистый галит, 2 — микрозернистый галит, 3 — слой соляной глины, l — длина волны, h — высота гребней (амплитуда)

По всей вероятности, микрозернистый галит, в котором наблюдается рябь, в течение какого-то отрезка времени (по-видимому, короткого) после своего образования находился в несвязанном, рыхлом состоянии, в виде своеобразного «соляного песка». Возникшая в подобном соляном песке рябь могла сохраниться только при условии физико-химического равновесия донного осадка и рапы. Быстрое накопление соляных пород и в частности отложение на поверхности микрозернистого галита прослоя из более крупных зерен галита и тонкого слоя соляной глины способствовало сохранению знаков ряби в ископаемом состоянии.

Горные выработки, в которых наблюдаются знаки ряби, пройдены вблизи юго-западной границы распространения второго калийного горизонта (Лупинович и др., 1963). Естественно предположить, что формирование ряби в соляном осадке происходило под действием волн в прибрежной части солеродного водоема.

Следует отметить, что отпечатки знаков ряби подобного типа имеются и в других глинистых слоях, залегающих выше. Изучение их затруднено плохой обнаженностью. В доступных для наблюдения участках видно, что эти знаки ряби менее выдержаны и имеют простирание, близкое к меридиональному.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостокский И. Наблюдения над знаками ряби. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 72, вып. 2, 1940.
- Лупинович Ю. И., Шабловская Р. К. Строение и фациальные изменения калийных горизонтов Старобинского месторождения. В сб. «Геол. и гидрогеол. Припятского прогиба». Изд. АН БССР, 1963.
- Попов В. И., Бабадаглы В. А. Гармонические серии знаков песчаной ряби. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.
- Шуляк Б. А. Периодические донные структуры волнового потока. Океанология, № 5, 1961.
- Щербина В. Н. Элементы многолетней ритмичности в оильвинитовых минералогетрографических зонах соляных горизонтов Припятского соляного бассейна. Докл. АН БССР, т. VI, № 8, 1962.
- Kaufmann D. W., Slawson C. B. Ripple-marcks in rock salt of the Salina formation. J. Geol., v. 58, No. 1, 1950.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. J., 1949.
- Zimmerman E. Steinsalz mit Wellenfurchen (Schlitz im Hessen). Z. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 60, 1908.

МЕТОДИКА

УДК 548.735 : 549.623.9

К РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКЕ КАОЛИНИТА И НЕКОТОРЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

В. В. ВЛАСОВ, В. И. РЕМИЗНИКОВА

При рентгеновском фазовом анализе глинистых минералов не всегда однозначной может оказаться идентификация компонентов, дающих сильный базальный рефлекс ≈ 7 кХ. Эта задача не такая уж сложная при существенном количественном преобладании фазы с 7 кХ может стать неразрешимой при относительно малом содержании данной фазы в образце, так как в этом случае не проявляются многие общие рефлексы, типичные для отдельных минералов, и вся информация ограничивается, по сути дела, малочисленным набором базальных рефлексов.

К минералам, обладающим сильным 7 кХ-м рефлексом, относятся минералы группы каолинита, шамозит¹, серпентиновые минералы, хлориты. Слабую 7 кХ-ю линию дают также вермикулит и некоторые монтмориллоны, но их диагностика не представляет особых затруднений ввиду наличия интенсивного рефлекса при 14 кХ, а также вполне определенной реакции их решеток на термическую обработку и насыщение органическими веществами.

В литературе, посвященной рентгенографическому исследованию глинистых минералов (Бриндли, Робинсон, 1955; Викулова, Звягин и др., 1957; Русько, 1962; Франк-Каменецкий, 1962), для диагностики 7 кХ минералов предлагаются в основном методы термической и солянокислотной обработок. Прокаливание при температуре 590° разрушает каолинит, а теплая соляная кислота растворяет хлориты. При этом считается, что прокаливание не разрушает хлоритовые минералы. Тем не менее имеются хлориты менее термостойкие, нежели каолинит, и разрушающиеся при температуре около 400—450°, на что указывает Р. Танк (Tank, 1962). С другой стороны, не все хлориты разлагаются в нагретой соляной кислоте. Следовательно, эти способы не всегда могут привести к правильному результату.

К. Вада (Wada, 1963) для идентификации каолинита предложил использовать способность этого минерала образовывать комплексы с KCH_3COO , NH_4Cl и NH_4NO_3 , что сопровождается изменением параметра с ячейки, легко фиксируемым на рентгенограммах. Хлорит при этом не изменяется. Данный метод, судя по описанию, надежен, но требует довольно много времени.

Нам кажется перспективной диагностика каолинита и некоторых других слоистых силикатов, основанная на их способности реагировать с гидратом окиси натрия. Быструю растворимость дегидратированных выше 550° галлуазита и каолинита, а также аллофана в 0,5%-ном растворе NaOH при кипячении отметили И. Хашимото и М. Л. Джексон (Hashimoto I., Jackson M. Z., 1960). Они предложили применить эту особенность минералов для удаления их из образца, облегчая тем самым идентификацию оставшихся нерастворимых минералов. В монографии В. Эйтеля (1962) имеются сведения о том, что в результате обработки каолинита гидратом окиси натрия образуются фазы, обладающие структурой минералов группы содалита и имеющие перемешанный состав, выражаемый формулой $n\text{Na}_2\text{O} \cdot m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot p\text{SiO}_2 \cdot q\text{H}_2\text{O}$.

Изучая взаимодействие каолинита и других глинистых минералов с растворами NaOH, авторы подтвердили, что при обработке каолинита щелочью образуется содалитоподобная фаза, имеющая следующую формулу: $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ или $\text{Na}_6[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

В дальнейшем мы будем называть это соединение гидросодалитом (термин взят у В. И. Герасимовского, 1960).

¹ Под «шамозитом» авторы понимают железистый 1:1 силикат, а богатый железом минерал с хлоритовой структурой будет именоваться Fe-хлорит.

В табл. 1 приведен расчет рентгенограммы гидросодалита.

Как видно из таблицы, рентгенограмма имеет 5 сильных линий (№ 1—4, 6), не совпадающих с линиями глинистых минералов. Поэтому появление указанных линий на рентгенограмме образца, обработанного NaOH, свидетельствует о наличии в образце каолинита (при высокой его концентрации, естественно, появляются и другие линии гидросодалита).

При обработке каолинита с упорядоченной структурой, с частично неупорядоченной структурой (типа фэйрклэй), метагаллуазита и метакаолина (600°) щелочью образуются гидросодалиты также с различной степенью совершенства структуры. Упорядоченный и частично неупорядоченный каолиниты переходят в гидросодалит, имеющий резкие интенсивные рефлексы. Гидросодалит, образующийся из метагаллуазита² и метакаолина, характеризуется размытыми и ослабленными рефлексами, вплоть до исчезновения наиболее слабых отражений. На фиг. 1 приведены участки дифрактограмм обеих разновидностей гидросодалита. Хорошо раскристаллизованный гидросодалит получается также в результате щелочной обработки аллофана.

Триоктаэдрические 1:1 слоистые силикаты — серпентин (антигорит) и шамозит — также взаимодействуют с NaOH. Серпентин переходит в смесь брусита $Mg(OH)_2$ и силиката натрия, растворимого в воде и удаляемого при промывании. Шамозит состоит

Таблица 1
Рентгенограмма гидросодалита

№	<i>l</i>	<i>d</i> (κX)	№	<i>l</i>	<i>d</i> (κX)
1	9	6,35	15	4	1,374
2	10	3,65	16	5	1,343
3	7	2,81	17	2	1,313
4	8	2,56	18	2	1,286
5	2	2,39	19	1	1,258
6	9	2,10	20	6	1,210
7	4	1,818	21	2	1,190
8	5	1,743	22	4	1,169
9	1	1,626	23	4	1,129
10	5	1,574	24	5	1,095
11	5	1,527	25	2	1,079
12	5	1,486	26	2	1,050
13	4	1,444	27	2	1,033
14	1	1,409	28	4	1,020

Примечание: Камера РКД-57,3; γ -излучение; Мп-фильтр.

ва (%): SiO_2 29,1; TiO_2 1,05; Al_2O_3 23,8; Fe_2O_3 0,92; FeO 28,18; MgO 3,44; CaO 2,15; Na_2O 0,30; K_2O 0,51; H_2O 0,29; H_2O 10,78 (по данным А. П. Никитиной) перешел в смесь шпинелевой фазы с параметром $a_0=8,32$ κX, гидросодалита и, вероятно, гётита (наличие последнего весьма незначительно и предполагается по присутствию слабой линии с $d=4,20$ κX). Судя по размеру ячейки, шпинелевая фаза является маггемитом. Из этого следует, что в процессе обработки шамозита раствором NaOH железо из закисной формы переходит в окисную. Это сопровождается изменением темно-зеленой окраски шамозита на буро-коричневую.

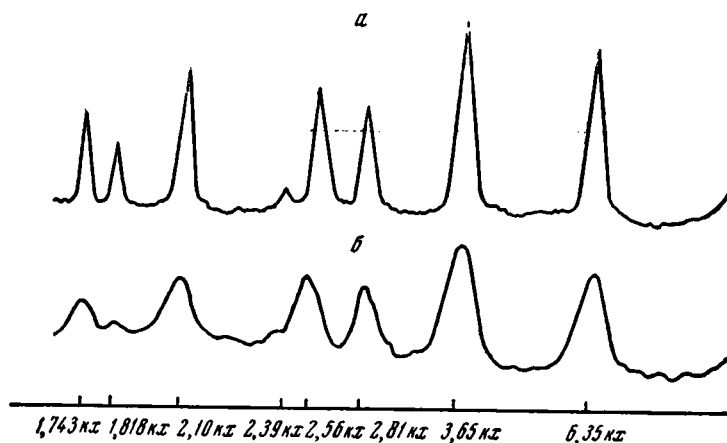
Можно предположить, что при обработке безалюминиевого железистого 1:1 силиката (кроншtedита) должен образоваться только маггемит без примеси гидросодалита, но в распоряжении автора не было такого образца, и вопрос остается открытым.

Иначе ведут себя при щелочной обработке минералы со слюдоподобной и хлоритовой структурами. 2:1 силикаты — диоктаэдрический монтмориллонит, диоктаэдрическая гидрослюда, тальк и пирофиллит после обработки NaOH не претерпели структурных изменений, фиксируемых рентгенометрически; неизменным также остался сепиолит. Обработка хлоритовых минералов приводит к изменению формы и интенсивности базальных рефлексов, остальные же отражения, в том числе 060, не меняют своего положения и интенсивности. Характер изменения 001-рефлексов магнезиального хлорита³ показан на фиг. 2. Оно связано, очевидно, с нарушениями в структуре бруситового слоя. Железистый хлорит⁴, характеризующийся сильными рефлексами 002 и 004 и слабыми рефлексами 001 и 003, после обработки дает ту же дифракционную картину, что и необработанный, только базальные рефлексы очень незначительно ослабевают (табл. 2).

² Упорядоченный каолинит — глуховский каолинит из коллекции Казанского строительного института; неупорядоченный — трошковский каолинит С. С. Чекина (ИГЕМ АН СССР); метагаллуазит — из района г. Мариуполя С. И. Берхина (ИГЕМ АН СССР); аллофан — из коллекции Казанского гос. ун-та; шамозит — из коллекции А. Н. Никитиной (ИГЕМ АН СССР); монтмориллонит — из Вайоминга США из коллекции Н. В. Кирсанова (Геол. ин-т, г. Казань); диоктаэдрическая гидрослюда — из коллекции В. В. Власова; тальк и пирофиллит — из коллекции геологического музея КГУ; сепиолит — из коллекции М. С. Кавеева (Геол. ин-т, г. Казань), описанный при участии одного из авторов (Кавеев, 1960).

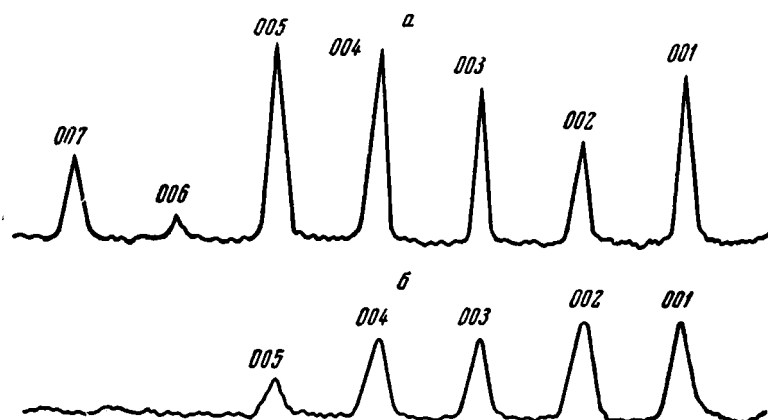
³ Образец из коллекции И. В. Витовской (ИГЕМ АН СССР).

⁴ Образец из коллекции В. В. Власова.



Фиг. 1. Дифрактометрические кривые (Cu-излучение, Ni-фильтр) гидросодалитовых фаз

а — гидросодалит из каолинита с совершенной структурой и каолинита типа фэйрклэй; б — гидросодалит из метagalунита и метакaoлина



Фиг. 2. Дифрактометрические кривые (Cu-излучение, Ni-фильтр) ориентированных препаратов магнезиального хлорита

а — до обработки NaOH; б — после обработки 30%-ной NaOH

Таким образом, наблюдается отчетливая зависимость между типом структуры минералов и характером их реакции с NaOH. Силикаты со структурой 1:1 полностью перестраивают свою решетку с образованием новых фаз. Состав и строение последних определяются химизмом исходных минералов. Изменения, происходящие с хлоритовыми минералами, гораздо менее значительны и сводятся к некоторым локальным изменениям в структуре, вероятнее всего в $R^{+n}(\text{OH})_n$ слое, при сохранении общего мотива структуры. Наконец, 2:1 силикаты (а также сепиолит) не взаимодействуют с NaOH.

Щелочная обработка, приводящая к таким результатам, заключается в следующем. Исследуемый образец диспергируется 30%-ным раствором NaOH до консистенции густой сметаны, тщательно размешивается и высушивается при температуре 115—117° (эти условия являются оптимальными) до абсолютно сухого состояния. Полученный продукт переносится на фильтр и промывается дистиллированной водой, после чего он готов к анализу. Весь процесс занимает 3—4 часа (продолжительность сушки зависит от количества обрабатываемого материала). При более низкой концентрации раствора щелочи и пониженной температуре в образце остается непрореагировавший каолинит (шамозит, серпентин); сдвиг условий в сторону повышения концентрации и температуры может привести к аморфизации глинистых минералов. Следует отметить также, что при съемке на неотфильтрованном излучении первая интенсивная линия гидросодалита с $d=6,36$ кХ имеет β -линию в области 7 кХ, т. е. почти совпадающую с базальным отражением исходных минералов. В этом случае наличие или отсутствие 7 кХ

Таблица 2

Исходный образец	Продукт, полученный после обработки NaOH
Каолинит с упорядоченной структурой	Хорошо раскристаллизованный гидросодалит
Каолинит с частично неупорядоченной структурой	То же
Метагаллуазит	Плохо раскристаллизованный гидросодалит
Метакаолин	То же
Аллофан	Хорошо раскристаллизованный гидросодалит
Шамозит	Маггемит + гидросодалит + гётит
Серпентин (антигорит)	Брусит
Mg-хлорит	Mg-хлорит, ослабленные 001 - рефлексы
Fe-хлорит	Fe-хлорит, ослабленные 001 - рефлексы
Диоктаэдрический монтмориллонит	Диоктаэдрический монтмориллонит
Диоктаэдрическая гидрослюда	Диоктаэдрическая гидрослюда
Пирофиллит	Пирофиллит
Тальк (стеатит)	Тальк
Сепиолит	Сепиолит

минералов устанавливается не только по этому базальному отражению, но и по отражениям других порядков.

Таким образом, в результате обработки образца указанным способом можно получить сведения о природе 7 кХ фазы. Если после обработки осталась линия ≈ 7 кХ, то в образце присутствует хлоритовый минерал. Появление линий гидросодалита указывает на присутствие каолиновых минералов или аллофана. В случае наличия шамозита фиксируется также маггемит. Серпентиновые минералы дают брусит. Как видно, мы не получаем полной однозначности (или каолинит, или каолинит + шамозит, или каолинит + аллофан), но зафиксировать каолинит в смеси с Fe-хлоритом (линии гидросодалита появляются при добавлении к образцу Fe-хлорита 10% каолинита), установить при отсутствии каолинита наличие аллофана, различать Fe-хлорит и шамозит возможно. Безусловно, эти выводы нуждаются в дополнительной проверке на ряде образцов в гораздо большем количестве, так как тот набор образцов, с которыми экспериментировали авторы, далеко не охватывает всего многообразия глинистых минералов и вполне вероятны отклонения и расхождения с приведенными в настоящей статье результатами. Авторы здесь также не ставили своей задачей объяснение механизма реакций и зависимость его от структурно-химических характеристик минералов. Но, тем не менее, нам кажется, что поведение глинистых минералов при взаимодействии со щелочью (NaOH) может служить в какой-то мере критерием при их диагностике, а также быть источником некоторой информации относительно их структурных и кристаллохимических особенностей.

В заключение авторы выражают благодарность сотруднику Казанского госуниверситета Г. А. Крибари, сотрудникам ИГЕМ АН СССР С. И. Берхин, А. П. Никитиной, С. С. Чекину, И. В. Витовской, сотруднику Казанского геологического института Н. В. Кирсанову за предоставление образцов минералов и сотруднику ГИН АН СССР В. А. Дрицу за консультацию по ряду вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В. и Робинсон К. Хлоритовые минералы. В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». Изд. иностр. лит., 1955.
- Викуллова М. Ф., Звягин Б. Б. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Герасимовский В. И., Поляков А. И., Воронина Л. П. Гидросодалит — породообразующий минерал нефелиновых сиенитов Ловозерского массива. Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960.
- Кавеев М. С. Находка сепиолита в нижнепермских отложениях Казанского Поволжья. Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 89, вып. 3, 1960.
- Русько Ю. А. Некоторые вопросы идентификации и экспериментальной техники в рентгенографическом анализе глинистых минералов. Рентгенография минерального сырья, вып. 1, 1962.
- Франк-Каменецкий В. А. О рентгенодиагностике глинистых минералов. Рентгенография минерального сырья, вып. 1, 1962.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. Изд. иностр. лит., 1962.
- Nashimoto and Jackson M. L. Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. Clays and Clay minerals, v. 7, Pergamon Press, New York, 1960.

T a n k R. W. Clay Mineralogy of Selected Clays from the English Wielden. Geol. Mag., v. XCIX, No. 2, 1962.

W a d a K. Quantitative Determination of Kaolinite and Halloysite by NH_4Cl Retention Measurement. Amer. Mineralogist, v. 48, No. 11—12, 1963.

Геологический институт
Государственный
Казань

Дата поступления
1.VI.1964

УДК 551.25

О КОЭФФИЦИЕНТЕ МЕТАМОРФИЧНОСТИ «С»

О. А. ЧЕРНИКОВ

Постседиментационные преобразования осадочных пород, в том числе и обломочных, представляют собой направленный стадийный процесс, начинающийся с формирования осадка и продолжающийся вплоть до превращения его в метаморфическую породу. Каждой стадии этого процесса присущи специфические структурно-минералогические изменения. Последние определяются давлением, температурой, вещественным и механическим составом обломочных образований, гидрогеологическими и гидрохимическими условиями и, наконец, продолжительностью действия названных факторов, т. е. возрастом породы.

Наметившаяся тенденция найти для каждого этапа постдиагенетических преобразований минералы-индикаторы и придать им универсальное значение представляется совершенно неоправданной. Так, вне зависимости от исходного минерального состава породы и других ее особенностей, при стадийном анализе разрезов границы между зонами проводят соответственно ставшему уже классическим разрезу Западного Верхоляня, описанному А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1956). Примером подобных исследований могут служить работы В. А. Бабадаглы (1962), Г. А. Перозни (1961) и др.

Д. С. Кумбс, А. И. Эллис и др. (Coombs, Ellis and all, 1959) для вулканогенных комплексов предлагают считать цеолиты и пренит универсальными минеральными индикаторами зон эпигенеза. Даже с учетом специфики минерального состава пород А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1963а) не всегда удается установить минеральные критерии для отнесения пород к той или иной стадии преобразования, тем более что характер минеральных новообразований при переходе от низших стадий эпигенеза к высшим все меньше зависит от первичного минерального состава и все больше связан с валовым химическим составом. Использование же глинистых минералов в качестве индикаторов стадий, как это предлагают те же авторы (1963б), требует привлечения сложной аппаратуры, что не всегда возможно. Надо иметь в виду также, что в настоящее время накапливается все больше данных в пользу полистадийности образования аутигенных минералов.

Нам представляется правильным принимать в качестве одного из критериев степени вторичного постдиагенетического изменения пород структурные преобразования, поскольку нарушение обломочной структуры, особенно на глубоких ступенях преобразования (появление взаимопроникающих контактов между зернами) — процесс необратимый.

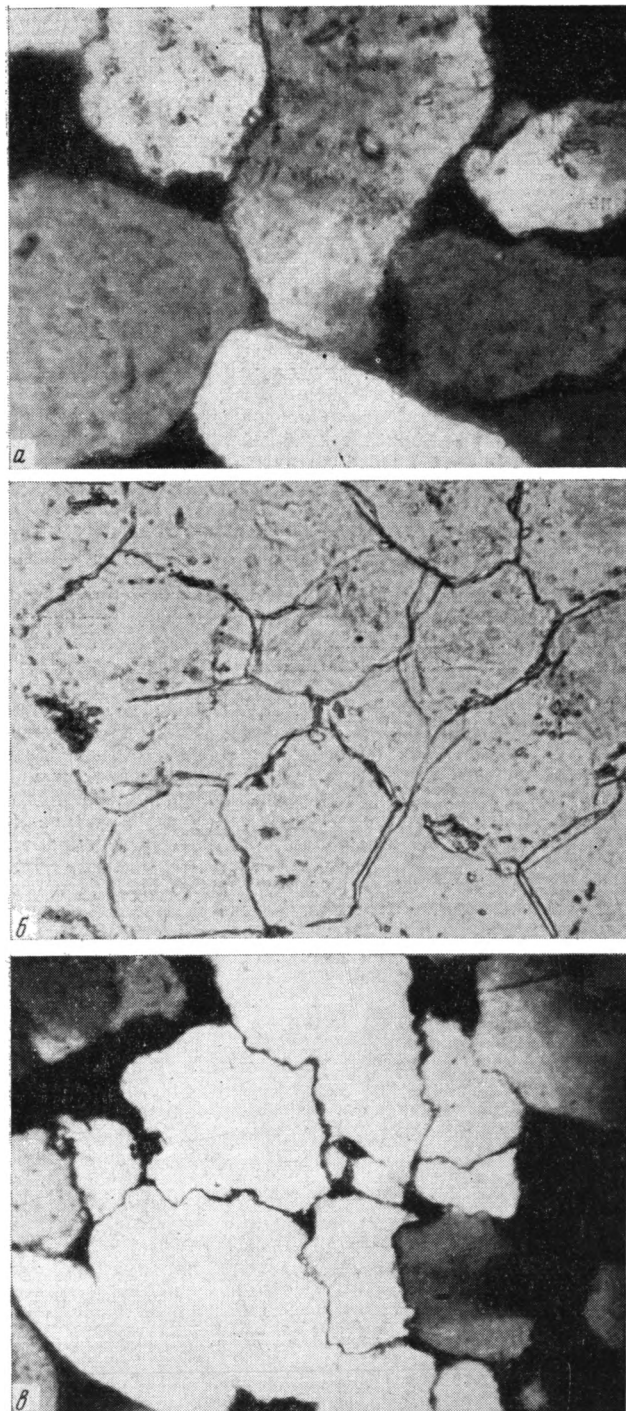
Как критерий, определяющий степень вторичного преобразования обломочных пород, нами была предложена (Черников, 1964) величина удельной протяженности контактов между зернами Σl , зависящая от минерального и механического состава пород и степени их вторичного преобразования, которую она и определяет. Эта величина имеет размерность $1/\text{мм}$; следовательно, практическое применение предложенной методики ограничивалось колебаниями минерального и гранулометрического состава. В данный момент уже проделана работа по унификации методики, с целью учета гранулометрического состава пород. В формулу удельной протяженности контактов между зернами

$$\Sigma l = 1,571 \bar{n} \left(\frac{1}{\text{мм}} \right) \quad [1]$$

введен гранулометрический параметр (имеющий размерность $1/\text{мм}$). За таковой нами принят суммарный удельный периметр зерен песчаников со средним арифметическим радиусом r , который определяется по Э. А. Прозоровичу (1935).

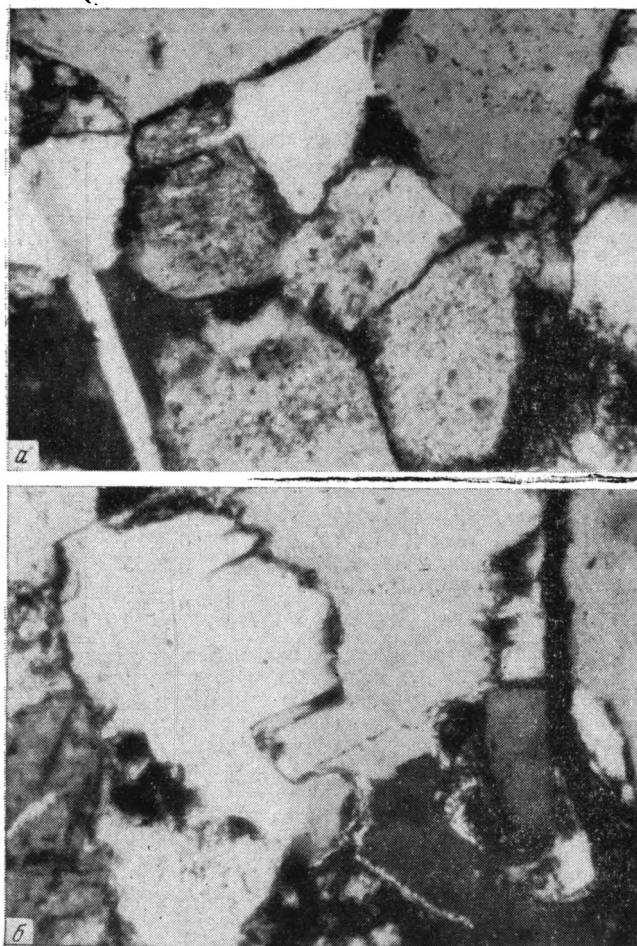
$$\bar{r} = \frac{1}{100} \left[r_1 m_1 + r_2 m_2 + r_3 m_3 + \dots + r_k m_k \right], \quad [2]$$

где m — содержание фракции радиусом r_1, r_2, r_3 (%) в обломочной части песчаника. Удельный суммарный периметр зерен песчаника равен $\frac{2}{r}$. Разделив обе части форму-



Фиг. 1. Семейство кварцевых песчаников, стадии преобразования — глубинных эпигенез

а — обр. 2, скв. Елшанка 27, гл. 2133—2138 м, $d=0.1115$, $C=0.2904$, увел. 100, николи +; *б* — обр. 1, скв. Боровка 8, гл. 2264—2273 м, $d=0.1394$, $C=0.6912$, увел. 60, николи один; *в* — обр. 201, скв. Байкибашево 4, $d=0.2217$, $C=0.7927$, увел. 60, николи +



Фиг. 2. Семейство кислых аркозов, стадия преобразования — глубинный эпигенез

a — обр. 1130, скв. Нарым 3, гл. 2173—2178 м, $d = 0,1015$, $C = 0,3452$, увел. 80, николи; *b* — обр. 61, скв. Лукашкин Яр, гл. 2294—2306 м, $d = 0,1244$, $C = 0,5937$, увел. 100, николи +

лы [1] на величину удельного суммарного периметра песчаников, получим относительную безразмерную величину «С», названную коэффициентом метаморфичности

$$\frac{\frac{\sum l}{2}}{r} = C = \frac{\pi}{4} \overline{nr}, \quad [3]$$

или подставив вместо радиуса диаметр, получим: $C = 0,392 \overline{nd}$.

Поскольку величина коэффициента метаморфичности зависит от минерального состава, исследованные образцы были подразделены предварительно на минералогические семейства соответственно схеме, предложенной А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым (1963а). Исследовались породы, по степени преобразования заведомо относящиеся к глубинному эпигенезу. Изучались кварцевые песчаники девона (франского, живетского и эйфельского ярусов) из скважин Елшанка 27, Зольный Овраг 45, скв. Ухты; нижнепалеозойские отложения (рифей, бавлинская свита) из скважин Байкибашево 4, Боровка 2, Пугачевская 10 и из Сердобской скважины. Хотя все изученные породы по степени преобразования и относятся к стадии глубинного эпигенеза, однако даже беглого просмотра достаточно, чтобы выявить значительную разницу в степени их изменчивости. Так, для пород, аналогичных представленной на фиг. 1, *a*, характерно слабое взаимное проникновение зерен, сохранение поровых пространств, в то время как для пород, обладающих структурой, аналогичной структуре, изображенной на фиг. 1, *b*,

Коэффициент метаморфичности некоторых песчаников

Стадия преобразования	Место отбора обр.	Ср. арифметич. диаметр. $\bar{d}$	Коэффициент метаморфичности, C	Примечания
Семейство кварцевых песчаников				
Глубинный эпигенез	Скв. Боровка 8, гл. 2264—2273 м	0,1394	0,6912	фиг. 1, б
	Скв. Боровка 2, гл. 2203—2212 м	0,1073	0,5131	
	Скв. Боровка 2, гл. 1970—1975 м	0,1224	0,4991	
	Скв. Байкибашево 4, обр. 201	0,2217	0,7927	фиг. 1, а
	Скв. Байкибашево 4, обр. 4	0,1610	0,6693	
	Скв. Байкибашево 4, обр. 10	0,2199	0,7044	
	Скв. Елшанка 27, обр. 20	0,1285	0,4767	фиг. 1, а
	Скв. Елшанка 27, обр. 2	0,1115	0,2904	
	Скв. Елшанка 27, обр. 4	0,1997	0,2896	
	Скв. Зольный Овраг 45, обр. 7	0,1474	0,2902	
	Скв. Ухта, обр. 1	0,2823	0,5149	
	Скв. Ухта, обр. 3	0,2642	0,3544	
	Скв. Ухта, обр. 4	0,2305	0,3214	
Семейство кислых аркозов				
Скв. Нарым 3, гл. 2415—2422 м	0,2735	0,4942	фиг. 2, а	
Скв. Нарым 3, гл. 2173—2178 м	0,1015	0,3452		
Скв. Назина 1, гл. 2032—2034 м	0,0825	0,3885		
Скв. Лукашкин Яр, обр. 61, гл. 2294—2306 м	0,1244	0,5937	фиг. 2, б	

степень измененности значительно выше; в них наблюдается интенсивное приспособление зерен, уничтожение первичных поровых пространств; наконец, еще большая степень преобразования отмечается в породах со структурой, аналогичной изображенной на фиг. 1, б; здесь широкое развитие получают сутуровидные контакты.

Нами изучены мезозойские песчаники из семейства кислых аркозов (Западно-Сибирская низменность, скважины Нарым 3, Назина 1, 2 и др.). По данным Г. А. Перозно (1961), разрез мезозойской низменности расчленяется на две стадийные зоны — начального и глубинного эпигенеза. И здесь так же, как в кварцевых песчаниках, породы, относимые к одной и той же стадии преобразования (фиг. 2, а, б), характеризуются весьма различной степенью изменения структуры, что, однако, не выявляется при отнесении этих пород к глубинному эпигенезу.

Предложенная методика позволяет в пределах одной стадии или одного этапа преобразования различать породы с разной степенью изменения (см. таблицу).

Выражение степени преобразования породы в абсолютных единицах позволяет проводить картирование зон различной степени измененности пород и выделять их в разрезе. Это особенно важно при проведении поисковоразведочных работ на нефть и газ, так как дает возможность оценивать изучаемые отложения с точки зрения их коллекторских свойств.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабадаглы В. А. Глубинный диагенез и начальный метаморфизм мезозойских и кайнозойских терригенных формаций Придарвазья. Тр. Ташкентск. ун-та, вып. 203, 1962.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезопалеозойских отложений Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1963г.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В сб. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». Изд. АН СССР, 1963б.
- Перозно Г. А. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 17, 1961.
- Прозорович Э. А. Пористость и механический состав песков и песчаников продуктивной толщи Апшерона. Тр. АЗНИИ, вып. 28, 1935.
- Черников О. А. К методике определения степени вторичного изменения обломочных пород. Литология и полезн. ископ., № 6, 1964.
- Сомбс Д. С., Ellis A. J. and oth. The zeolites facies. With comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochim. et cosmochim. acta, v. 17, 1959.

Институт геологии
и разработки горючих ископаемых
Москва

Дата поступления
23.VII.1964

УДК 552.54

К ДИАГНОСТИКЕ КАРБОНАТНЫХ МИНЕРАЛОВ
МЕТОДОМ ОКРАШИВАНИЯ

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ

В последнее время диагностика карбонатных образований, среди которых широко развит изоморфизм, значительно улучшилась благодаря применению комплексного метода их изучения. Особое место среди всех методов занимает метод окрашивания, позволяющий судить не только о составе карбонатов, но и о их структурно-текстурных соотношениях.

Значение метода окрашивания в отличие от других методов исследования карбонатов (химических и рентгеноскопических анализов) состоит и в том, что он может быть использован для массовых определений.

Широкое распространение этот метод получил благодаря работам А. Г. Бетехтина (1960), который одним из первых предложил применять смесь HCl и $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ для того чтобы отличить анкерит от сидерита. Эти реактивы образуют на поверхности сидерита темно-синюю пленку, а на поверхности анкерита — светло-синюю. Н. В. Логвиненко и Н. К. Заболотная (1954) использовали те же реактивы, но в других концентрациях. При окрашивании 20%-ным раствором $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ и 1%-ным HCl кальцит становится синим, доломит, магнезит и брейнерит не окрашиваются, анкерит окрашивается в темно-синий цвет, сидерит приобретает слабую синеватую окраску.

Для обнаружения кальцита в присутствии доломита И. Митчелл (Mitchell, 1956) применял окрашивание петрографических шлифов смесью ализарина-рот (0,1%) и соляной кислоты (1/15 N) в соотношении 1:1. Окрашивание производилось при температуре 40—50° в течение 30 сек. Кальцит при этом приобрел красновато-лиловатый цвет, доломит этими реактивами не окрашивался.

В работе Г. И. Теодоровича и др. (1959) рассматриваются приемы окрашивания (шлифов, аншлифов, порошков и др.) разными реактивами. Эта работа, как и указанные выше, свидетельствуют о том, что почти во всех случаях окрашивания разные по составу карбонатные минералы приобретают довольно близкие по цвету окраски, различающиеся лишь оттенками и интенсивностью, зависящими также от времени экспозиции.

При изучении марганцевых руд Грузинской ССР (Чиатурского, Шкмерского и других месторождений) автором был применен комбинированный реактив, дающий возможность получать резко различные окраски карбонатных минералов, даже если они представлены микрозернистыми разностями. Комбинированный реактив состоит из трех компонентов: 1) соляная кислота (0,15 N) 11 частей, 2) ализарин-рот (0,1%) 9 частей, 3) железосинеродистый калий $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$ (1%) 2 части.

В результате окрашивания кальцит приобретает довольно интенсивный розовато-красноватый цвет, манганокальцит — слабо розоватую окраску, железистый кальцит — бледно-фиолетовый цвет, анкерит — синий.

Доломит, сидерит и родохрозит этим реактивом не окрашиваются даже при экспозиции 6—8 минут и более. Окрашивание производится весьма просто: на шлиф (аншлиф) или часть его наносят несколько капель комбинированного реактива и выдерживают 30—45 сек. После этого шлиф промывают под сильной струей воды и высушивают на воздухе или под обычной электролампой. Вытирать или промывать фильтровальной бумагой окрашенную поверхность не рекомендуется. Комбинированный реактив необходимо готовить непосредственно перед применением, так как при долгом хранении его свойства теряются. Окрашивать лучше всего прозрачно-полированные (непокрытые) шлифы, которые можно также накрывать покровными стеклами. Отметим, что одновременно с окрашиванием происходит и структурное травление этих же минералов, фиксируемое в отраженном свете, под микроскопом.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1960.
Логвиненко Н. В., Заболотная Н. К. Диагностика карбонатных минералов методом окрашивания. Зап. Всес. минералог. о-ва, II сер., ч. 83, вып. 3, 1954.
Теодорович Г. И., Меламедова В. С., Писаренко И. А. К методике диагностического окрашивания железисто-магнезиальных карбонатов. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9, 1959.
Mitchell J. A Note on a method staining to distinguish between, calcite and dolomite. Colon. Geol. a. Mineral. Res., v. 6, No. 2, 1956.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
16.I.1964

КРИТИКА

УДК 552.121

**СПРАВОЧНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ И УЧЕБНОЕ РУКОВОДСТВО
Х. Б. МИЛНЕРА «ОСАДОЧНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ»¹**

П. П. СМОЛИН

С 1922 г. Х. Б. Милнер многократно дополнял свой учебник, дважды переводившийся и на русский язык (1927, 1929). Рецензируемое его четвертое издание, сильно переработанное и увеличившееся по сравнению с третьим вдвое, представляет собой руководство из двух томов: «Методы осадочной петрографии» (40 листов) и «Принципы и применения» (44 листа).

Очевидно, прогресс и дифференциация учения об осадочных породах побудили Х. Б. Милнера привлечь 13 соавторов, причем 12 из них — специалисты в области различных, преимущественно новейших, методик исследования.

Под «осадочной петрографией» автор понимает систематическое описание осадков, основанное на данных их литологии и минералогии. При этом под «литологией» подразумевается, вслед за многими англо-американскими специалистами, лишь макроскопическое изучение пород. Кроме того, выделяется «осадочная петрология», синтезирующая все фактические данные для общих выводов о происхождении осадочных пород и комплементарная, по мнению Х. Б. Милнера, более широкой области стратиграфии — осадочной геологии, которую он параллелизует с новым понятием «седиментология».

Представления Х. Б. Милнера об объеме осадочной петрографии конкретно отражает содержание его учебника — это методики исследований, минералогия и систематическое описание осадочных пород, а также некоторые прикладные аспекты их изучения.

В первых двух главах дается обзор литературы об осадочно-петрографических исследованиях с рубрикой по материкам и странам и приводится описание стандартизированных английских методик отбора и хранения образцов, сокращения проб.

Следующие три главы посвящены вспомогательным лабораторным методам исследований (разделение минералов, изготовление шлифов, шлиховой анализ, выделение окаменелостей, схемы обработки проб и др.). Наиболее интересна глава 4, где приведены со сравнительной оценкой многие методики гранулометрического анализа: определение удельной поверхности по воздушной проницаемости, центрифуговая седиментация, воздушная и водная классификации в движущейся среде, седиментационный и ситовый анализ, а также несколько специальных методов определения размеров частиц — по атомным характеристикам (β -back-scattering), по зависимости валовой плотности от среднего размера частиц, скорости диффузии частиц из коллоидальной системы в воду (diffusion-battery), по силе тока во взвешях (electronic size-analysis), электростатическим константам аэрозолей (electronic particle counter), зависимости вибрации частиц от величины звуковых волн.

Глава 6 посвящена оптическим исследованиям. Помимо рассмотрения приборов, оборудования и приемов их использования, рассматривается порядок систематического определения породообразующих минералов осадочных пород с оценкой значения различных констант, иммерсионная методика, признаки кристаллографической сингонии в обломках, трудности определения агрегатов обломочных минералов, приемы использования монохроматического света для диагностики минералов, способы отличия тонких вторичных продуктов.

В главе 7 сжато, но четко изложены методы испытаний и определений различных свойств осадочных пород: растворимости, связности, плотности, индексов удлинения и плоскостности частиц, влажности и водосодержания, содержания битуминозных веществ и других органических примесей, пористости, проницаемости, удельной поверх-

¹ «Sedimentary petrography». Henry B. Milner. George Allen and Unwin Ltd., London, 1962.

ности частиц, удельного и объемного веса, сферичности и оценки иных структур поверхности частиц, абсорбционных свойств.

Истинное значение интереснейшей главы 8, посвященной химическому анализу осадочных пород, его пересчетам и интерпретациям, можно оценить, очевидно, лишь в процессе длительной практической работы, проверяя верность предложенных здесь рекомендаций. Помимо целенаправленных указаний к изучению химизма осадочных пород, здесь приведен также обширный систематический материал по составу самых различных осадков и такие, например, данные, как распределение Fe и содержащих его минералов во всем стратиграфическом разрезе Великобритании.

Главы 9, 10 и 11, посвященные микрохимическим, электрохимическим и спектрохимическим методам анализа минералов, несколько проигрывают, так как в них слабее отражена специфика применения методик именно к осадочным образованиям. Более целеустремленная глава 12 (флюоресцентный анализ), где, помимо методик (спектрофотометрия, хроматография, фотометоды, флюоресцентная микроскопия), описаны приемы определения минеральных примесей в тонких продуктах выветривания и углях, углеводородов, поведение в ультрафиолетовом свете ряда минералов (карбонатов и др.).

Главы 13 и 14 посвящены рентгеноסקопии и электронной микроскопии и очень целенаправлены (количественный анализ тонких смесей, смешанных кристаллов, тонкой гранулометрии, характеристики слюд и глинистых минералов, широко распространенных в осадках). В главе 15 приводится интересный обзор ядерных методов и их применения в геологии, например, палеотермических определений по соотношению $O^{18}:O^{16}$ и др.

Заключительная глава первого тома, пожалуй, одна из самых интересных. В ней изложено применение математической статистики к изучению осадочных пород (частоты встречаемости и их статистическое выражение, описательная статистика распределения частот свойств осадков, методы сравнения средних рядов, отношения средних переменных). В заключительных разделах рассматриваются проблема отбора представительных серий образцов в свете вариаций осадочных пород в разных фашиальных условиях, а также перспективы применения различных методов математической статистики к разным проблемам осадочной петрографии.

Во втором томе руководства («Принципы и применения») дано систематическое описание осадочных минералов и пород, применение осадочной петрографии в практике расчленения и корреляции немых толщ, в палеогеографии и изучении продуктов выветривания, а также рассматриваются чисто прикладные аспекты науки.

Наибольший объем занимает глава 1 — «Диагностические свойства минералов осадочных пород». По сравнению с третьим изданием эта глава пополнена 37 новыми минералами, обломочными и аутигенными, заметное присутствие которых в осадках установлено за период с 1940 г. Всего описано 186 минералов, что, по мнению Х. В. Милнера, вполне позволяет почти при любых исследованиях обходиться без более полных минералогических справочников. Описание минералов ведется в следующем порядке: химический состав, кристаллографическая сингония, габитус в осадках, строение агрегатов, спайность, трещиноватость, твердость, удельный вес, блеск, цвет, магнитные и электромагнитные свойства, оптические свойства, характеристика минерала в осадках, распространение, новейшие описания минерала, возможные источники поступления в осадки, примечания, селективная библиография и отсылки к общей библиографии. Все эти данные несут справочный характер и приведены крайне лаконично. В разделах «габитус» и «строение» агрегатов кристаллографические формы отмечаются в порядке частоты их встречаемости в обломочных зернах. Интересен раздел «Характеристика в осадках», суммирующий большой личный опыт автора; здесь приводятся наиболее важные для диагностики особенности минералов, в том числе парагенезис. Более половины описаний минералов сопровождаются иллюстрациями на мелованных вклейках.

Глава 2, посвященная петрографии консолидированных осадков, меньше предыдущей почти в 2,5 раза. Здесь даны в таком же четком порядке, как и в главе 1, преимущественно микроскопические характеристики осадочных пород, разбитых на три группы — механических, органогенных и химических осадков, в свою очередь подразделенных на 13 подгрупп и 42 петрографических типа.

Отметим лишь некоторые своеобразия номенклатуры Х. В. Милнера. В его группе аремитов, объединяющей наши псаммиты и алевроиты, интересно, например, подразделение существенно кварцевых пород на 4 типа: 1) кварцевый песчаник (sandstone) с разнообразным, в том числе кварцевым же цементом, сложенный полуокатанными зернами и обычно с хорошей слоистостью; 2) grit (grit), противопоставляемый первому типу по признаку преобладания угловатых зерен; 3) кварцит, близкий к одному какому-либо из первых типов, но обязательно с кварцевым цементом, очень слабой слоистостью и с редкой фауной; 4) ганистер (ganister) — массивный кварцевый алевролит с угловатыми зернами и кварцевым цементом (а не огнеупорная глина, как это указано в нашем англо-русском геологическом словаре).

В наиболее эклектичной пелитовой (argillaceous) подгруппе в числе выделенных на равных правах 9 типов фигурируют как глины вообще (clay), пластичные породы,

сложенные водными алюмосиликатами (в частности, хлоритами и вермикулитом), так и фуллерова земля, лёсс, вулканические глины (преимущественно бентонитовые), остаточные глины (в частности, латериты, бокситы, каолин). Таким образом, здесь не выдерживаются признаки выделения типов и остаются не ясными соотношения между глинами вообще и их частными типами. Совершенно неожиданным оказывается и то, что к петрографическому типу «мел» Милнер относит и твердые (?) породы мелового возраста. Номенклатура в подгруппе кремнеземистых органогенных отложений противоречит даже определениям американских руководств. Здесь выделены: 1) кремни (chert) и флинты (flint), неясно отличающиеся криптокристаллические халцедоновые, опаловые и микрокварцевые породы, обычно с остатками кремневых организмов; 2) глубоководные слабосвязные кремнеземистые илы (siliceous abissal ooze) — радиоляриевые, диатомовые и т. д.; 3) кремнеземистые земли — радиоляриты, диатомиты, трепелы, отличие которых от предыдущей группы заключается в основном только в их мелководном, неизвестно как устанавливаемом, происхождении и иногда большей связности. Отметим, что в последнем американском петрографическом руководстве (Huang, Petrology, 1962) более рыхлые кремнеземистые земли противопоставляются более плотным радиоляритам и диатомитам.

Стараясь уклониться в своей петрографии (но не петрологии) от генетических вопросов, Х. Б. Милнер вынужден тем не менее прибегнуть к традиционному генетическому подразделению пород на три основные генетические группы, вводя тем самым читателя в заблуждение, например, в связи с отнесением всех глинистых пород к механическим осадкам. Весьма условно оказывается отнесение кремней и флинтов к органогенным образованиям, о чем говорит и сам Х. Б. Милнер; в две группы попадают доломиты и железистые отложения, причем признаки их отнесения к одной из групп недостаточно ясны. Вряд ли принятое подразделение осадочных пород оправдано даже для описательных целей. Недостатки классификации, как известно, представляющей огромные трудности в петрографии осадочных пород, компенсируются в книге Х. Б. Милнера четкой лаконичностью описаний со следующей рубрикой: определение, литология (общая характеристика), структура, форма частиц, минеральный состав аллотигенный и аутигенный, гранулометрия, микроскопические характеристики, разновидности.

Учитывая специфику глинистых минералов и пород, не получившую должного отражения в его описаниях, Х. Б. Милнер включил в учебник главу 3 «Глинистые минералы», написанную Д. Каррол, которая весьма полно отражает успехи, достигнутые в этой области английскими и американскими исследователями — Г. У. Бриндли, А. И. Гримом, Р. К. Мак-Кензи и др.

Глава 4 «Общие положения и приемы расчленения и корреляции осадочных толщ петрографическими методами» и глава 5 «Примеры корреляции» интересны как содержащие существо методов корреляции англо-американской школы. Наибольшее внимание здесь уделено использованию минеральных парагенезисов тяжелой фракции, выявлению при помощи этих данных стратиграфических и литологических несогласий.

Глава 6 трактует о значении осадочной петрографии в палеогеографических исследованиях. Здесь суммированы данные о типичных парагенезисах обломочных минералов и их значениях; в отдельных разделах рассматриваются минералы-индикаторы палеоклиматических условий и значение для палеогеографических исследований выявления разновидностей минералов.

Наибольший объем имеет справочный раздел «Геохимическое значение обломочных и аутигенных минералов», в котором конспективно в генетических аспектах рассмотрены все минералы, описанные в главе 1, как указатели на те или иные материнские комплексы, разграничены по устойчивости к переносу и условиям аутигенеза. Все эти минералы, кроме сжатого текстового обзора, сведены в таблицу. При знакомстве с таблицей выясняется интересная картина значительно большего, чем обычно полагают, количества аутигенных минералов, в числе которых указаны, в частности, анторит, эпидот, тальк, графит, мусковит, нефрит, омфакит и диопсид, периклаз, пирофиллит, стильномелан, титанит. Однако при попытке выяснить в текстах этой (и первой) главы, в каких же условиях и где обнаружены эти минералы в аутигенной форме, оказывается, что такие указания имеются лишь для стильномелана, эпидота и титанита, тогда как в отношении некоторых можно предполагать, что утверждение об их аутигенности заимствовано из оригинальных источников (в ряде случаев старинных), на которые ссылается Х. Б. Милнер, а в отношении многих даже таких догадок строить не удается, ибо ссылки отсутствуют.

Любопытны указания на заметное распространение некоторых аллотигенных минералов, например, талька в нижнекембрийских отложениях Польши, меловых—миоценовых Канады, миоценовых Турин и в песках Бахия (Бразилия). У нас тальк, насколько известно автору, описан лишь в современном аллювии и притом в непосредственной близости к коренному источнику.

В главе 7 «Применение осадочной петрологии к изучению почв и связанных с ними супергенных образований», написанной Д. Каррол, преимущественно на интересных конкретных примерах рассматривается современное почвообразование, тогда как наиболее важные для петрографов древние почвы почти не освещены. В числе связанных

с почвами отложений описаны в основном эоловые образования — лёссы и дюнные пески. Удивительно, что из поля зрения автора совершенно выпало учение о древних корях выветривания, успешно развивающееся в СССР.

Глава 7 второго тома посвящена прикладной осадочной петрографии. В этом интересном обзоре, наряду с использованием осадочных пород в качестве естественных строительных материалов, сырья для цемента, бетона, огнеупоров, керамики, стекла и как наполнителей, рассмотрено также значение осадочной петрографии в инженерной геологии и дорожном строительстве, гидрогеологических исследованиях и даже в медицине и криминалистике. Приведены ссылки на различные стандарты и сжатые сведения о технологии переработки.

В конце руководства помещена обширная библиография (более 1700 работ), каждый том снабжен авторским и предметным указателями.

Оценивая руководство Х. Б. Милнера, следует прежде всего заметить, что значительный его объем объясняется не перегруженностью деталями, а колоссальным количеством материала, изложенного в оптимально-энциклопедическом лаконичном стиле. Особую ценность представляет методический том учебника.

Несомненный недостаток книги — весьма ограниченное использование исследований советских ученых. Библиография руководства общая и к главам (позволяющая легко найти пути к углублению знаний в любом частном вопросе) насчитывает около 3000 работ и в них лишь около 30 ссылок на советские работы. При этом, пожалуй, характерно, что приводятся лишь работы, касающиеся конкретных, но частных методических достижений советских исследователей, причем и этих данных использовано крайне незначительное количество.

Книга Х. Б. Милнера, несмотря на некоторые отмеченные недостатки, представляет большой интерес для советского читателя как предельно целеустремленное и в своей области превосходное и универсальное учебное и справочное руководство. Можно не сомневаться, что она будет полезна не только студентам и начинающим работникам, но и высококвалифицированным специалистам.

Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии
и геохимии АН СССР
Москва

Дата поступления
10.X.1963

УДК 553.9

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО КНИГЕ С. И. МАЛИНИНА «ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ УГОЛЬНЫЕ ПЛАСТЫ»¹

Н. В. ЛОГВИНЕНКО

Тема исследования С. И. Малинина весьма актуальна и интересна, но и методика работы, и полученные результаты вызывают много возражений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Автор изучал породы, вмещающие угольные пласты, в шлифах, а глинистые минералы, кроме того, иммерсионным методом. К сожалению, оптические константы минералов не приводятся, за исключением констант двупреломления мусковита (стр. 40) и цеолита (цеолита вообще, стр. 66).

Такая методика исследования не может считаться ни совершенной, ни современной, так как правильное определение глинистых минералов и карбонатов одним кристаллооптическим методом невозможно.

Не использован рентгеноструктурный и термический фазовый анализы, обязательные при подобного рода исследованиях. Да и сам кристаллооптический метод использован только наполовину: отсутствуют оптические константы минералов, по которым только и можно убедиться в правильности определений. Это обстоятельство сказалось на результатах работы, о чем будет сказано далее.

Очень низкое двупреломление мусковита автор объясняет так: «Сила двойного лучепреломления у него (мусковита. — Н. Л.) немного ниже (до 0,022), но это скорее всего объясняется небольшой толщиной чешуек, не достигающей 0,03 мм» (стр. 40).

Автор, вероятно, мог заметить, если изучал шлифы, что интерференционная окраска кварца в толстых шлифах бывает желтой, оранжево-красной и синей, а сила двупре-

¹ Изд. АН СССР, 1963.

ломления остается такой же (максимально 0,009), как и в шлифах нормальной толщины, в которых кварц окрашен в серые и белые тона. Следовательно, от толщины шлифа зависит не сила двупреломления, а характер интерференционной окраски.

Стадии «метаморфизма» углей определялись по отражательной способности витринита (и углистого вещества в породах). Известно, что этот метод не является настолько точным, чтобы уверенно можно было бы выделить 22 стадии изменения вещества в ряду бурый уголь — антрацит, а среди каменных углей 13 стадий — в два раза больше, чем число марок каменных углей.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Теоретические положения приведены в главе II. В ней имеются некоторые сведения о вторичных минералах осадочных пород по данным Л. В. Пустовалова, Н. В. Ренгарта, А. Г. Коссовской и др. Обращают на себя внимание некоторые выводы, сделанные автором по материалам других исследователей. Например: «...вторичные полевые шпаты не могут служить критерием для определения стадии изменения углей и вмещающих пород» (стр. 11), «...цеолиты также не могут служить индикатором вторичных изменений осадочных пород» (стр. 12). Эти выводы по меньшей мере неудачны.

Цеолиты — многочисленная группа минералов, среди которых одни виды содержат большое количество воды, другие — незначительное. Вода в них цеолитная, кристаллогидратная и даже конституционная. В настоящее время предприняты попытки характеризовать стадии изменения осадочных пород по ассоциациям цеолитов: минералы, содержащие много воды, характерны для начальных стадий изменения осадочных пород, содержащие мало воды — для последующих стадий и т. п. (см. работы Запорожцевой и др.).

Выделяется также особая цеолитная фация кристаллических пород, которая сопоставляется с глубокоизмененными осадочными породами.

Нельзя говорить о полевых шпатах вообще, а следует рассматривать определенные минеральные виды и в конкретных условиях. Процессы альбитизации и микроклинизации древних пород платформы (рифей, протерозой) характерны для стадии метатектогенеза.

На стр. 14 читаем: «Таким образом только вторичный кварц может служить индикатором изменений. При повышении стадии изменения пород под влиянием термодинамических условий он постоянно увеличивается в объеме. То же можно сказать об изменении глинистого материала, который во многих случаях претерпевает серицитизацию».

Рассмотрим, насколько прав автор, утверждая это.

По свидетельству Э. Деппла («Поведение кремнезема в диагенезе»²), стадия раннего захоронения (диагенеза.— Н. Л.) характеризуется осаждением кварцевых каемок (нарастаний) на зернах осадка. Следовательно, вторичный кварц в виде каемок вокруг зерен может быть еще диагенетическим и действительно встречается в песках и слабых песчаниках бурогоугольной стадии. Образование более толстых каемок вокруг зерна возможно тогда, когда зерна осадка могут еще быть раздвинуты. В бурых углях Украины и вмещающих их породах описаны и каемки нарастания и ограненные кристаллы низкотемпературного кварца (см. работы Лискевича и др.).

Появление агрегатов вторичного кварца возможно в процессе разрушения полевых шпатов и раскристаллизации коллоидального кремнезема на стадии диагенеза и катагенеза. Регенерация кварцевых зерен чаще наблюдается при более глубоких изменениях пород в стадию глубинного катагенеза и начального метатектогенеза параллельно со стилолитизацией.

Таким образом, вторичный кварц бывает разный, и его разновидности возникают на всех стадиях изменения осадочных пород. Так что только количество вторичного кварца не может быть критерием измененности породы.

Процессы серицитизации также могут иметь различное происхождение. Например, серицитизация плагноклазов, происходящая при выветривании и в результате гидротермальных изменений. Здесь, конечно, наибольший интерес представляет серицитизация глинистых минералов пелитовых пород и цемента зернистых пород. А она, как показали работы Г. В. Карповой, Н. В. Логвиненко, М. А. Ратеева и др., более или менее интенсивно происходит на стадии тощих углей и антрацитов.

На стр. 14 автор утверждает следующее: «В пермских отложениях породы достигают стадии филлитизации, на которой существование ископаемых углей уже невозможно». Это противоречит известным фактам. Так, в Пенсильванском антрацитовом бассейне США ультраантрациты залегают среди пород, глинистый цемент которых превращен в мусковит, хлорит и даже в биотит (мусковит-хлоритовая и биотитовая субфация — фации зеленых сланцев)³.

Резюмируя сказанное, можно прийти к выводу, что теоретические установки автора не без существенных изъянов.

² Статья в сб. «Геохимия литогенеза». Изд. иностр. лит., 1963.

³ См. А. В. Квин и Г. Д. Гласс. *Economic Geology*, v. 53, No. 5, 1958.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Автор установил десять стадий изменения вмещающих уголь пород на основании изучения процессов вторичного минералообразования. Рассмотрим выделенные стадии на примере Донецкого бассейна.

Стадия 0—1 (бурые угли). На стр. 20—22 указано, что минералогических признаков вторичного изменения пород не обнаружено. Породы легко размокают в воде.

Стадия I (бурые угли). Нет прямых указаний на минералогические изменения пород под влиянием катагенеза (стр. 24). Породы размокают в воде.

Из этого видно, что по минералого-петрографическим признакам описанные стадии не отличаются друг от друга.

Стадия II (длиннопламенные угли). В породах этой стадии отмечается появление вторичного кварца в количестве до 1% по отношению ко всему кварцу породы (5%—75%). Появляется вторичный серицит в количестве от 1 до 4%. Породы не размокают в воде или размокают с трудом.

Стадия III (газовые угли). Для характеристики степени изменения пород приводятся такие данные: новообразований вторичного кварца до 1%, вторичного серицита 7%. Породы не размокают в воде.

По данным самого автора трудно отличить одну стадию от другой. Действительно, содержание вторичного кварца одинаковое (до 1%), породы не размокают в воде, и только имеется различие (несущественное) в содержании серицита. Здесь следует отметить, что определение содержания мелких чешуек серицита и каемок и агрегатов вторичного кварца дело весьма трудное. Применяя обычный окуляр-микрометр, можно достичь точности ± 2 —4%, не более. В тексте нет оптических констант для серицита и нет обоснования его вторичного происхождения. Вместе с тем известно, что во всех породах присутствуют чешуйки обломочного серицита, а вторичный серицит по глинистому цементу появляется на более глубоких стадиях изменения.

Таким образом, все эти стадии с точки зрения процессов вторичного минералообразования мало чем отличаются друг от друга. Первые две стадии можно отличать от последующих двух не по минералогическим признакам, а по физико-механическим свойствам и отношению пород к воде.

Стадия IV (паровично-жирные угли). На стр. 37 и 38 узнаем, что породы этой стадии содержат до 2% вторичного кварца и до 28% вторичного серицита.

Стадия V (коксовые угли). На этой стадии изменения породы содержат от 2,8 до 3,6% вторичного кварца и от 27 до 33% вторичного серицита. Появляется вторичный мусковит. Двупреломление вторичного мусковита 0,022. Двупреломление вторичного серицита 0,028 (стр. 41). Других данных для установления вторичного мусковита и серицита нет. Судя по величине двупреломления, речь идет о гидрослюдах (см. работу Н. В. Логвиненко⁴), где для гидрослюды показано двупреломление 0,020—0,025.

Стадия IV (отощенные спекающиеся и тощие угли). Эта стадия характеризуется появлением в породах до 4% вторичного кварца, до 25% вторичного серицита и до 15% вторичного мусковита. Оптические константы и другие данные, подтверждающие наличие вторичного мусковита и серицита, не приводятся.

Как видно из приведенного, все три стадии в минералогическом отношении очень близки, если не тождественны. Содержание вторичного кварца 2,8—3,6 и 4%, вторичного серицита 28, 27—33 и 25%. Что же касается вторичного мусковита, то по оптическим данным, как показано выше, это не мусковит. Исследования других авторов показали, что не только на стадии спекающихся углей, но даже в антрацитовых районах Донбасса породы не содержат вторичного мусковита (Г. В. Карпова, Н. В. Логвиненко, М. А. Ратеев).

Кроме того, надо иметь в виду следующее обстоятельство: многие обломочные породы угленосной толщи Донбасса содержат смешанный глинисто-карбонатный, глинисто-кремнисто-карбонатный, карбонатно-хлоритовый и другие типы цемента с различным содержанием компонентов. Указанные автором пределы содержания вторичного серицита относятся к зернистым породам с чисто глинистым цементом. Если же 50% цемента сложено другим минералом (карбонатом или др.), то для пород стадии IV количество вторичного серицита будет 14%, при 75% другого минерала в цементе будет 7% вторичного серицита, как в песчаниках стадии III и т. п.

Стадия VII (полуантрациты). Породы этой стадии, по представлению автора, содержат до 5% вторичного кварца и до 45% вторичного серицита.

Стадия VIII—X (антрациты). Последние три стадии, по-видимому, не различаются и самим автором и описаны вместе. Можно сказать, больше — они не отличаются и от двух предыдущих стадий или отличаются несущественно. По подсчетам автора, увеличивается количество вторичного кварца от 5 до 13% и вторичного серицита и мусковита от 50—55 до 70% (IX и X стадии). Здесь снова нужно вернуться к диагностике минералов.

⁴ Известия АН СССР, серия геологическая, № 7, 1957.

В угленосной толще Донбасса глинистые и большая часть зернистых пород содержат глинистые минералы. В слабо измененных породах на стадии длиннопламенных и газовых углей (а также бурых углей) глинистые минералы представлены каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом и смешанно-слоистыми образованиями. В более измененных породах, начиная со стадии паровично-жирных углей, преобладает гидрослюда. В шлифах, особенно в толстых, гидрослюдистые агрегаты имеют яркую интерференционную окраску (но небольшое двупреломление) и напоминают серицит. Дело осложняется еще и тем, что имеется настоящий серицит, но не вторичный, а обломочный. Не всегда можно с уверенностью определить генезис этих чешуек. Поэтому для правильной диагностики минералов необходимо, помимо изучения шлифов, широко пользоваться иммерсионным методом, определять константы минералов, а также применять термический и рентгеноструктурный анализы. Очень трудны количественные определения минералов в шлифах, особенно для глинистых пород. Вот почему можно усомниться в возможности выделения четырех стадий изменения осадочных пород, сопровождающих антрациты.

Вообще создается впечатление, что стадии выделены автором главным образом по отражательной способности витринита, а не по процессам вторичного минералообразования. Совершенно ясно, что минеральное вещество более консервативно, чем органическое — углистое, и вряд ли возможно установить столько стадий его изменения, сколько suggests марок угля.

Необходимо сделать несколько общих замечаний.

1. В угленосной толще Донбасса часто встречаются аркозовые и граувакковые песчаники с содержанием до 35% полевых шпатов и до 45% обломков горных пород. Имеются своеобразные «табачковые» песчаники (свиты C_2^4 и C_2^5) с характерным крустификационным хлоритовым и карбонатно-хлоритовым цементом. Встречаются кварцитовидные песчаники с регенерационным вторично-кварцевым цементом (вторичного кварца до 30%) (см. работу Н. В. Логвиненко)⁵.

2. Хорошо изучены фации и генетические типы пород угленосной толщи. В работе О. С. Алферова показана теснейшая связь между физико-механическими свойствами и условиями накопления пород. Породы разных фаций ведут себя различно, особенно на ранних стадиях их изменения.

3. Исследованиями А. В. Копелиовича, М. Е. Долуда и др. в каменноугольных породах Шебелинской опорной скважины установлены явления конформации, инкорпорации и микролитолитизации.

Все это, к сожалению, не замечено автором книги.

Аналогичные замечания можно сделать по стадиям изменения пород, выделенных в других бассейнах.

В главе VII автор рассматривает пригодность различных типов пород для определения стадий их изменения. Оказывается, что только песчаники пригодны для этой цели, да и то из их числа исключаются разновидности с карбонатным цементом и, вероятно, смешанным цементом. Другие породы или не пригодны совсем (конгломераты и известняки), или пригодны, но их пригодность оговаривается многими условиями (глинистые породы).

В итоге мы вынуждены рекомендовать читателям осторожное отношение к рассматриваемой работе, особенно к выводам, сделанным часто поспешно и не всегда вытекающим из фактического материала.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Дата поступления
27.X.1964

⁵ Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Изд. ХГУ, 1953.

Поправка

В журнале «Литология и полезные ископаемые» № 1 за 1965 год, на стр. 63 нижний элемент фиг. 7 — «а»; а верхний элемент фиг. 7 — «в».

Цена 1 р. 25 к.

**Индекс
70493**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»